VERÖFFENTLICHUNGEN
DES
INSTITUTS FÜR MEERESKUNDE
UND DES
GEOGRAPHISCHEN INSTITUTS
AN DER UNIVERSITÄT BERLIN
HERAUSGEGEBEN VON DEREN DIREKTOR ALBRECHT PENCK

Heft 12 November 1908

Über Meeresströmungen

Öffentlicher Vortrag,
gehalten im Institut für Meereskunde
am 6. März 1908

von

Professor Dr. Otto Pettersson
Stockholm

Mit 34 Abbildungen im Text

KÖNIGLICHE HOFBUCHHANDLUNG
ERNST SIEGFRIED MITTLER UND SOHN
BERLIN SW 68, KOCHSTRASSE 68—71

I. Die Wasserzirkulation der Ostsee.

Die jetzt herrschende hydrographische Theorie betrachtet das Wasser der Ozeane als ein homogenes Medium. Die neueren Erfahrungen widersprechen dieser Ansicht, indem sie zeigen, daß das Meer mehrere Wassersorten von verschiedener Herkunft und Dichte enthält, welche aufeinander stabil geschichtet sind. Den ersten Beweis von der Existenz solcher Wasserschichten in einem Teil des Meeres erhielt man vor 31 Jahren durch F. L. Ekmans Untersuchung der Ostsee im Juli und August 1877. In jedem von den großen Abschnitten der Ostsee besteht eine obere Schicht mit leichterem, weniger salzhaltigem Wasser und eine untere salzigere Wasserschicht. Über die Ursache dieser hydrographischen Lagerung können wir nicht im unklaren sein. Die Unterschicht mit ihrem salzigen Wasser stammt offenbar von dem Ozean, die obere Schicht verdankt ihren Ursprung größtenteils dem Fluß- und Regenwasser. Da die jährliche Zufuhr von solchem Wasser größer ist als diejenige Wassermenge, welche verdunstet, so muß der Wasserspiegel der Ostsee die Tendenz haben, sich über das Niveau des Ozeans zu erheben. Die Niveaudifferenz zwischen der Ostsee und dem Meer würde unbegrenzt wachsen, wenn nicht das überschüssige Wasser durch die Dänischen Sunde entführt würde.[1])

Die umstehende Kartenskizze zeigt die Tiefenverhältnisse in den Dänischen Sunden. Diese Wasserstraßen sind in einer — nach geologischem Zeitmaß — recenten Periode entstanden, welche jedoch mindestens 5000 Jahre hinter uns liegt. Nach dem Schluß der Eiszeit war das Ostseebecken von Süßwasser erfüllt und bildete, durch eine Landhöhe vom Meer getrennt, den großen Ancylussee. Von dem Zeit-

[1]) In seiner Abhandlung »Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung«, in Heft 6 von den Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde, berechnet Professor O. Krümmel das Drainierungsgebiet der Ostsee zu 1,663,000 qkm und den gesamten atmosphärischen Niederschlag pro Jahr zu 490 cbkm, d. h. $^{1}/_{60}$ des ganzen Volumens der Ostsee.

punkt, als die freie Kommunikation zwischen beiden durch die Dänischen Sunde hergestellt worden war — wahrscheinlich durch Senkung des Bodens — rechnen wir die sog. Littorina-Periode.

Am Anfang der Littorina-Periode war die Wassertiefe im Öresund 5 Meter, im Großen Belt 0.6 Meter größer als jetzt. Im Kleinen Belt sind keine Anzeichen einer Veränderung beobachtet worden. Der Zufluß von Meerwasser zur Ostsee war also damals reichlicher als jetzt, wozu der Umstand auch beigetragen haben muß, daß der nördlichste Teil von Jütland unter Wasser stand.



Abbildung 1. Die Dänischen Sunde.

In der Jetztzeit findet ein ungehinderter Wasseraustausch zwischen dem Kattegat und der Ostsee nur durch den Großen Belt statt, welcher durch eine vielfach gewundene und unebene Bodenrinne die Kommunikation der Gewässer der beiden Meere bis zu einer Tiefe von 25 Metern zuläßt. Die südliche Mündung des Öresund ist verhältnismäßig seicht (meistens nur 7 Meter) und erreicht nirgendswo die Tiefe von 10 Metern. Der Kleine Belt ist allerdings an sich recht tief, hat aber nördlich und südlich von seinen Mündungen Untiefen, welche den Eintritt eines Unterstromes vom Meer in die Ostsee auf diesem Weg verhindern.

Durch die Untersuchung von 1877 wurde festgestellt, daß die Grenze zwischen Unterstrom und Oberstrom schief liegt, so daß die Wassermassen der beiden Strömungen keilförmig aufeinander geschichtet sind, wie das folgende Bild, welches meiner Redaktion der Ekmanschen Beobachtungen entlehnt ist, schematisch zeigt. U bedeutet den Unterstrom, B den Baltischen Strom im Kattegat.

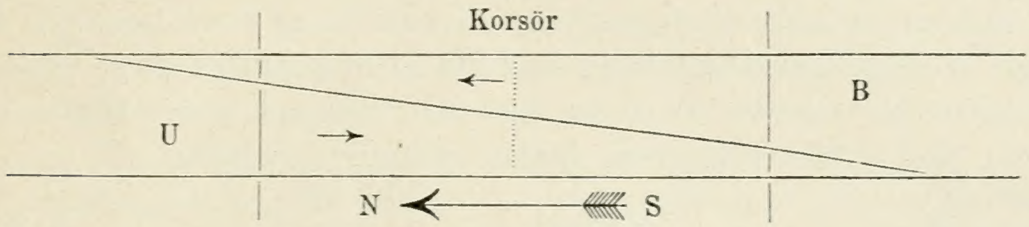


Abbildung 2.

Im Juli 1907 war ich imstande die Situation wiederum näher zu studieren, und zwar an denselben Beobachtungsstationen wie Ekman. Von diesen Stationen wähle ich zum Vergleich zwei, nämlich diejenige von Korsör in der Mitte des Großen Belts und die von Winga, 65 Seemeilen nördlich davon, in der nördlichen Mündung des Kattegats. Zwischen diesen Stationen soll nach den neueren dänischen Beobachtungen ein Niveauunterschied von etwa 6 Zentimeter existieren, so daß der Wasserspiegel des Belts bei Korsör durchschnittlich um ungefähr 6 Zentimeter höher steht als bei Winga. Aus meinen Beobachtungen von Juli 1907 kann man mit großer Genauigkeit das Gewicht und also auch den Druck des Wassers in korrespondierenden Tiefen in den beiden Stationen bestimmen. Wir gelangen dadurch zu einer mehr konkreten Vorstellung über die Wasserzirkulation als durch das vorige Diagramm, indem wir die Kräfte messen, welche in den verschiedenen Tiefen in Wirksamkeit sind, um das Ostseewasser des oberen Keils hinaus aus dem Belt und das Meerwasser des unteren Keils hinein in die Ostsee zu treiben. Dabei kommen die Wasserschichten unter 25 Meter Tiefe nicht in Betracht, weil die Kommunikation der Gewässer in dieser Tiefe durch die Bodenschwellen im Belt abgeschnitten ist.

Wir nehmen also zwei Wassersäulen: eine, A, bei Winga, 25 Meter tief und 1 Quadratmeter im Durchschnitt, die zweite, B, bei Korsör, 25.06 Meter tief und ebenfalls 1 Quadratmeter im Durchschnitt und berechnen nach den Beobachtungen das Gewicht, womit die korrespondierenden Wasserlagen in jeder Säule auf ihre Unterlage drücken. Dieser sog. hydrostatische Druck des Wassers pflanzt sich in jeder Richtung mit der Geschwindigkeit des Schalls fort. Die hydrostatischen Drucke in den korrespondierenden Niveaus der beiden Säulen haben die Tendenz sich auszugleichen und sich aufzuheben, und wenn diese Tendenz in

irgend einer Tiefe nicht realisiert ist, so wird das Wasser nach der Seite, wo der schwächere Druck ist, getrieben, um das Gleichgewicht herzustellen. Wenn wir den Wasserdruck durch Pfeile darstellen, welche nach Norden oder Süden gerichtet sind, gelangen wir zu dem folgenden Diagramm von Kräften, welches zeigt, daß gleich unter der Oberfläche das Wasser im Belt mit einer Kraft von 60,0 Kilogramm pro Quadratmeter nach außen getrieben wird, während das salzigere Wasser schon in 15 Metern mit einer Kraft von 101,8 Kilo und in 25 Meter mit 120,7 Kilogramm pro Quadratmeter hinein in die Ostsee gedrückt wird. Von der Oberfläche bis zu etwa 7 Meter sind die hydrostatischen Kräfte nach Norden, von 7 Meter bis zum Boden südwärts gerichtet.

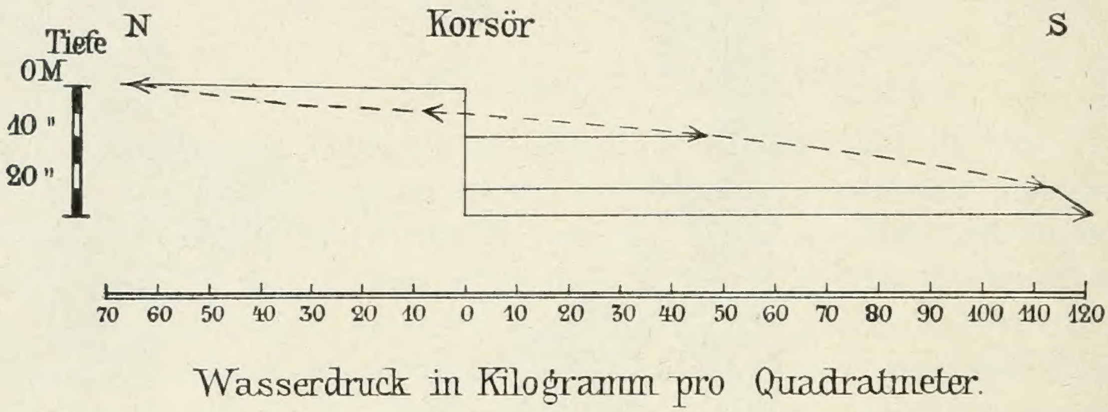


Abbildung 3.

Es wird später gezeigt werden, daß die Grenze zwischen Ober- und Unterstrom im Großen Belt nicht bei 7 Meter sondern tiefer, bei 15 bis 17 Meter liegt. Wir entnehmen daraus, daß die hydrostatischen Druckkräfte nicht die einzigen Faktoren in der Wasserzirkulation der Ostsee sind.

Ich werde später zeigen, daß in dem Ostseewasser selbst, zufolge der eigentümlichen Schichtung desselben, ein hydrodynamisches Kraftfeld existiert, welches den Ausfluß befördert.

Das Diagramm zeigt, daß der Druck in den tieferen Niveaus, welcher die Triebkraft des Unterstroms darstellt, ungleich größer ist als die hydrostatischen Druckkräfte, welche den Ausfluß aus der Ostsee begünstigen. Das ist gerade, was man erwarten könnte, wenn man bedenkt, daß der Unterstrom weit größere Friktionswiderstände zu überwinden hat als der Oberstrom wegen der Unebenheiten des Meeresbodens und des geringen Durchmessers der Bodenrinnen, worin er sich bewegt. Übrigens ist es klar, daß im Laufe der Jahrtausende, welche vergangen sind seit der Eröffnung dieser Wasserstraße, ein stationärer Zustand zwischen Ober- und Unterstrom sich in dem Großen Belt ausgebildet haben muß. In solchen Fällen, wo durch Kräfte verschiedenen

Ursprungs ein stationärer Bewegungszustand entsteht, ist es von Interesse zu erforschen, welche von ihnen die primäre und ausschlaggebende ist. In diesem Fall gilt es zu entscheiden, ob der Einfluß des Meeres oder derjenige der Atmosphäre (durch Niederschlag usw.) für die Wasserzirkulation der Ostsee maßgebend ist. Wir können uns eine Vorstellung hierüber verschaffen durch Studium der Veränderungen, welchen diese Zirkulation unterworfen ist. Wenn wir finden, daß diese Veränderungen (z. B. in dem Wasserstand und der Ausflußgeschwindigkeit usw.) parallel verlaufen mit entsprechenden Zustandsveränderungen im Ozean, so müssen wir die Ostsee, trotz ihrer scheinbar isolierten Lage, als einen integrierenden Teil des Weltmeeres, d. h. als ein Fjord, betrachten. Wenn die Wasserzirkulation dagegen mit den jahreszeitlichen Veränderungen des Luftdrucks, der Windrichtung und des Niederschlages korrespondiert, so können wir annehmen, daß diese Zirkulation von meteorologischen Faktoren bestimmt wird.

Die Ansicht der Hydrographen unserer Zeit neigt überwiegend zugunsten der letztgenannten Auffassung. Man betrachtet die meteorologischen Einflüsse auf die Wasserzirkulation der Ostsee als die ausschlaggebenden. Das Meer spielt in diesen Theorien eine in dem Grad passive Rolle, daß sogar das Eindringen des Unterstroms durch den Großen Belt als ein sekundäres Phänomen angesehen wird, welches seine Treibkraft der Bewegungsenergie des ausfließenden Wassers verdankt.

Die jetzt vorherrschende Ansicht ist nämlich, daß der sog. Baltische Strom, welcher aus dem Kattegat in die Nordsee fließt und seine Wirkungen auch auf einen Teil des Nordmeeres erstreckt, seine Treibkraft in dem Druck des in der Ostsee aufgespeicherten Flußwassers hat, und daß die dem ausfließenden Wasser innewohnende Bewegungsenergie hinreicht, um einen Unterstrom von salzigem Wasser als Ersatz- oder Kompensationsströmung längs der tiefsten Rinnen des Bodens und über die Bodenschwellen der Ostsee zu unterhalten. Man erklärt dies folgendermaßen.

Ein ausfließender Wasserstrahl übt bekanntlich eine saugende Wirkung aus auf das umgebende Medium, gleichviel ob dasselbe aus Luft oder Wasser besteht, indem Partikel davon mit dem ausfließenden Wasser mitgeschleppt werden, welche durch andere Partikel ersetzt werden müssen, die von unten oder von den Seiten zufließen und sich in entgegengesetzter Richtung bewegen. Professor Ekman glaubte, daß die saugende Wirkung des ausströmenden Ostseewassers in dieser Weise einen Unterstrom durch den großen Belt hervorruft. Das Eindringen dieses Unterstroms wird natürlich unterstützt von dem hydrostatischen Druck des Meerwassers vor der Mündung des Belts in den tieferen Niveaus, aber die hauptsächliche Treibkraft wird der Bewegungsenergie des Oberflächenstroms entlehnt. Dieser verdankt wiederum seine Treib-

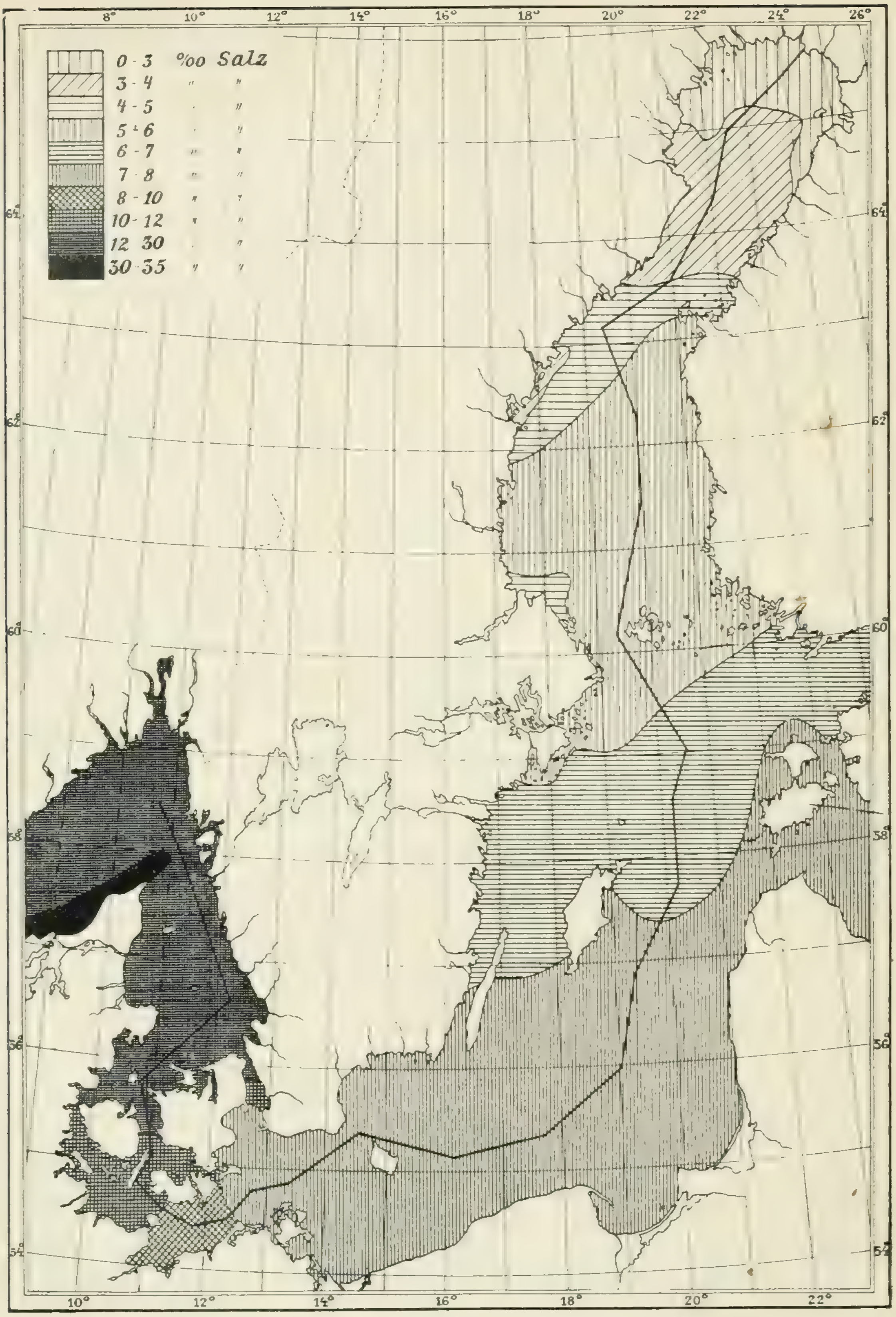


Abbildung 4. Oberflächenkarte des Kattegats und der Ostsee.

kraft dem höheren Wasserstand und dem dadurch bewirkten Überdruck in der Ostsee, und so wird in letzter Instanz die Ursache der Wasserzirkulation in der Ostsee auf meteorologische Verhältnisse zurückgeführt, nämlich auf die Niederschlagsverhältnisse des Ostseegebietes.

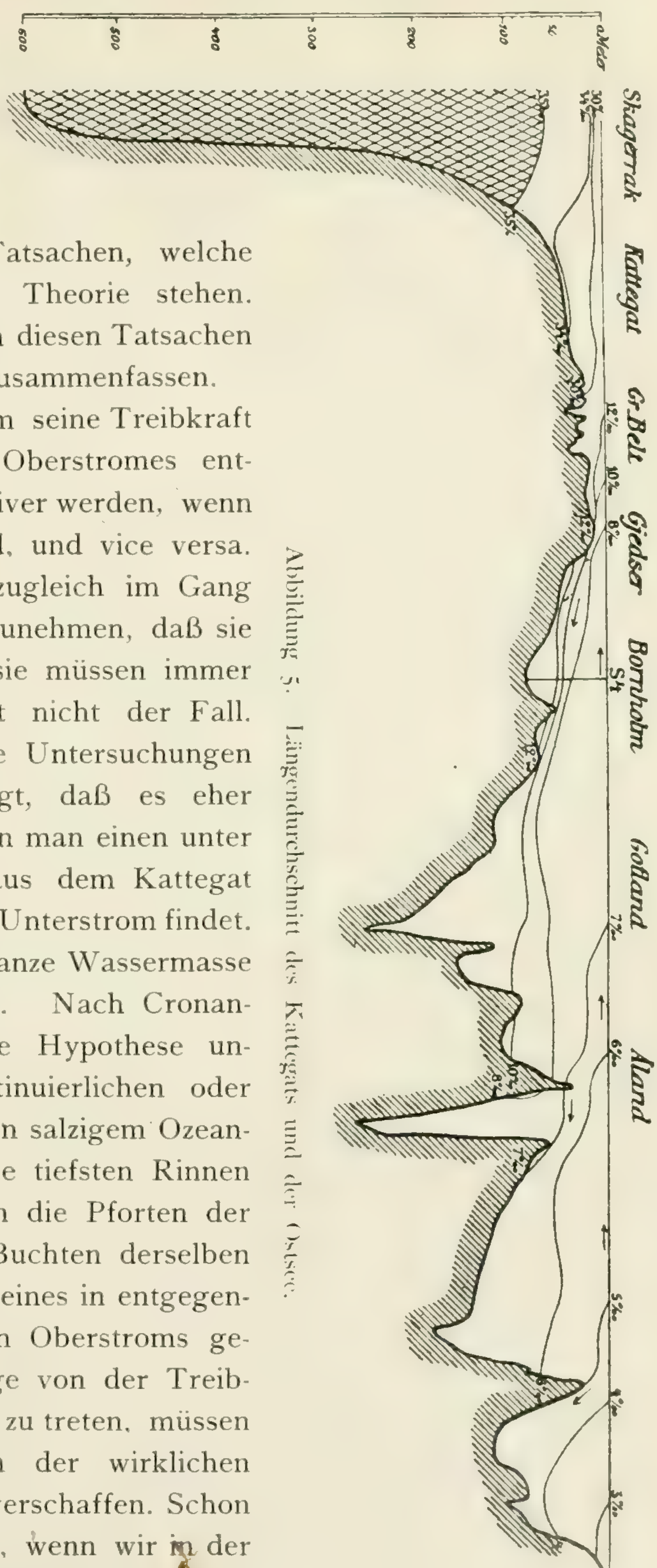


Abbildung 5. Längendurchschnitt des Kattegats und der Ostsee.

Es gibt aber gewisse Tatsachen, welche im Widerspruch mit dieser Theorie stehen. Ich werde die wichtigsten von diesen Tatsachen in den folgenden Punkten zusammenfassen.

1. Wenn der Unterstrom seine Treibkraft der Bewegungsenergie des Oberstromes entlehnt, so muß derselbe intensiver werden, wenn der Oberstrom verstärkt wird, und vice versa. Beide Strömungen müssen zugleich im Gang sein. Es ist nicht nötig anzunehmen, daß sie kontinuierlich fließen, aber sie müssen immer zugleich auftreten. Das ist nicht der Fall. Durch lange und mühevolle Untersuchungen hat A. W. Cronander gezeigt, daß es eher Ausnahme ist als Regel, wenn man einen unter dem Baltischen Oberstrom aus dem Kattegat in die Ostsee hineinfließenden Unterstrom findet. Am häufigsten strömt die ganze Wassermasse entweder hinein oder hinaus. Nach Cronanders Beobachtungen ist jene Hypothese unhaltbar, die von einem kontinuierlichen oder intermittenten Tiefenstrom von salzigem Ozeanwasser spricht, der durch die tiefsten Rinnen des Meeresbodens und durch die Pforten der Ostsee bis in die innersten Buchten derselben durch die Reaktionswirkung eines in entgegengesetzter Richtung fließenden Oberstroms getrieben wird. Um der Frage von der Treibkraft des Unterstromes näher zu treten, müssen wir uns einen Begriff von der wirklichen Wasserzirkulation der Ostsee verschaffen. Schon in der Oberfläche finden wir, wenn wir in der Karte (siehe Abb. 4) die Grenzlinien gleichen

Salzgehaltes die sog. Isohalinen einzeichnen, keilförmige Anordnung, indem die Wasserlagen mit 3, 4, 5, 6, 8, 10 Promille Salzgehalt längs der schwedischen Küste sich weiter nach Süden erstrecken als an der östlichen, finländischen und russischen Küste. Das ist eine Wirkung der Erdrotation, welche das ausströmende mehr ausgesüßte und leichtere Wasser gegen die westliche Küste der Ostsee drückt. Sowohl aus der Karte als aus dem Längendurchschnitt, Abbildung 5, entnehmen wir, daß es in der Ostsee keine zusammenhängende homogene Oberschicht oder Unterschicht, keinen zusammenhängenden Ober- oder Unterstrom gibt. Alles löst sich auf in Zirkelströmungen, in horizontalen und vertikalen Wirbelbewegungen.

Schon beim Zusammenstellen der Resultate der Ekmanschen Expedition fand ich, daß die verschiedenen Wasserschichten der Ostsee, vom Sund bis ganz hinauf zu den nördlichsten Buchten, nicht horizontal über einander liegen, nach Salzgehalt und Dichtigkeit, sondern Keile bilden, deren Spitzen sich an der Meeresoberfläche befinden und nach S. gegen die Mündungen der Ostsee zu gerichtet sind. Die gleiche keilförmige Schichtung findet man, noch dichter zusammengedrängt, im Belt und Kattegat bis an die Grenzen gegen die mächtige Schicht des atlantischen Wassers (gestrichelt in der Abbildung 5), welche von der Nordsee hereinkommt und das große Tiefbecken des Skageraks ausfüllt.

Diese keilförmige Schichtung findet man in allen östlichen Randgebieten des Ozeans wieder (z. B. in jedem Fjord der skandinavischen Küste) und sie läßt uns ahnen, daß die Ostsee, hydrographisch gesprochen, nicht als ein selbständiges Wassersystem zu betrachten ist, sondern als ein Fjord oder ein Randgebiet des Ozeans. Bei einer Untersuchung des Gasgehalts der tiefsten Schichten in den großen Tiefbecken der Ostsee entdeckte ich das eigentümliche Verhältnis, daß dieses Tiefenwasser in den inneren, nördlichen Becken (nördlich von Aland) einen weit besseren Luftwechsel aufzuweisen hatte als das Wasser aus entsprechenden Tiefen in den südlicheren Mulden. Ein Liter Wasser von der Tiefe von 200 m enthielt:

In der großen Tiefe von Gotland nur 1.20 cm aufgelösten Sauerstoff,

Im Meer von Atland 8.17 cm aufgelösten Sauerstoff.

Im Bottnischen Busen 6.30 cm aufgelösten Sauerstoff.

Ich konnte mir dies nicht anders erklären als dadurch, daß in den keilförmigen Wasserschichten (welche auf Abbildung XIII der Berichterstattung der schwedischen Expedition vom Jahre 1877 und auf Abbildung 5 dargestellt sind) eine innere Zirkulation vorhanden sein muß, durch welche das Wasser an verschiedenen Stellen der Oberfläche der Ostsee (nämlich da wo die Keilspitzen sich befinden), in die Tiefe ge-

führt wird und gleichzeitig nach innen, durch eine Reihe von Kreisströmungen oder Wasserwirbeln, mit schwach geneigten, geschlossenen oder spiralförmigen Bahnen. (Diese sind im Diagramm 5 durch Pfeile angedeutet.) Der Tiefenstrom im Bottnischen Busen, der zwischen 6 und 7 ‰ Salz enthält, wird also vom Oberflächenwasser der Gegend zwischen Gotland und Aland gebildet; das Tiefenwasser der Alandsee besteht aus Oberflächenwasser von der südlichen Ostsee, und der Unterstrom im großen Becken östlich von Gotland stammt von der Oberfläche des Großen Belts her usw. Die Kreisströmungen, welche den Unterstrom der Ostsee ausmachen, haben in der südlichen Ostsee länger gezogene Bahnen als in den nördlichen Teilen. Das Wasser muß daher, als Tiefenstrom der eigentlichen Ostsee, einen weiteren Weg unter der Wasseroberfläche zurücklegen, ehe es in das tiefe Becken von Gotland kommt; es wird deshalb auch ärmer an Sauerstoff als das Wasser, das in das Tiefbecken der Alandsee und des Bottnischen Busens hineinkommt.

Ein Wasserpartikel, welches aus dem Skagerak mit dem Unterstrom in die Ostsee hereinkommt, hat also einen sehr komplizierten Kreislauf zu machen, ehe es in die innersten Teile der Ostsee gelangt. Dieser Kreislauf führt es abwechselnd nach außen und nach oben an die Meeresoberfläche, wo es Sauerstoff (und im Sommer Wärme) aufnimmt (im Winter dagegen wird es abgekühlt); oder es wird in die Tiefen der großen Becken der Ostsee geführt, wo es an seine Umgebung Wärme und Sauerstoff abgibt; der letztere wird durch den Atemprozeß der Meerestiere verbraucht. Jedes mit Luft gesättigte Partikel des Oberstroms, das mit dem Unterstrom in die Tiefe geführt wird, muß ersetzt werden durch ein anderes Wasserpartikel mit geringerem Sauerstoff und vermehrtem Kohlensäuregehalt; das zur Oberfläche emporsteigt.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß es, statt eines Reaktionsunterstroms, eine Reihe von Kreisströmungen gibt, welche den Wasseraustausch zwischen dem Ozean, den äußeren Teilen der Ostsee und den inneren Teilen derselben vermitteln wie auch den Austausch zwischen dem Wasser der Meeresoberfläche und dem der Meerestiefen.

Diese Auslegung erlaubt uns auch den Wasserumlauf der Ostsee als gleichartig mit demjenigen anzusehen, der in unsern Fjorden und in jedem anderen Randgebiet des Atlantischen Ozeans herrscht.

Der Längendurchschnitt vom Skagerak bis hinauf nach Haparanda, vom Jahre 1877, der in obigem Diagramm 5 wiedergegeben ist, zeigt, daß die keilförmigen Schichten im Kattegat und der äußeren Ostsee viel dichter zusammengedrängt sind als in der innern Ostsee. Dieser Umstand läßt uns ahnen, daß die Wasserzirkulation in den Kreisströmungen in der Nähe des Meeres am stärksten ist.

II. Wenn man den hydrostatischen Druck des Ostseewassers als Treibkraft aller dieser Kreisströme annimmt, so muß man sich vor allem über die mittlere Größe des Höhenunterschiedes zwischen Ostsee und Nordsee Rechenschaft geben. Man hat früher hierüber sehr übertriebene Vorstellungen gehabt, die jedoch neuerlich durch die exakten Präzisionsnivellierungen ansehnlich reduziert wurden. An der Schwedischen Ostküste steht der Wasserspiegel im Mittel höchstens 19 Zentimeter höher als an der Westküste und zwischen Gjedser und Skagen existiert ein Gefälle von nur 6 bis 7 Zentimeter. Man hat neuerlich eine Nivellierung ausgeführt längs der Eisenbahn zwischen Lulea und Narwik in Norwegen. Die erste Beobachtungsreihe soll sogar als Resultat eine negative Niveaudifferenz, d. h. einen höheren mittleren Wasserstand an der Atlantischen als an der Bottnischen Küste ergeben haben; es ist aber wahrscheinlich, daß wenn die Beobachtungen längere Zeit fortgesetzt werden, andere Mittelzahlen herauskommen, welche einen, wenn auch kleinen, positiven Unterschied zugunsten der Ostsee anzeigen. Nun ist es allerdings wahr, daß auch die allerkleinste Niveaudifferenz eine Strömung veranlaßt, aber anderseits warnt unser naturwissenschaftlicher Instinkt, welcher immer Proportionalität zwischen Ursache und Wirkung fordert, davor, diese winzigen Höhenunterschiede in dem mittleren Wasserstand der beiden Meere als die hauptsächliche Treibkraft der Wasserzirkulation anzusehen.

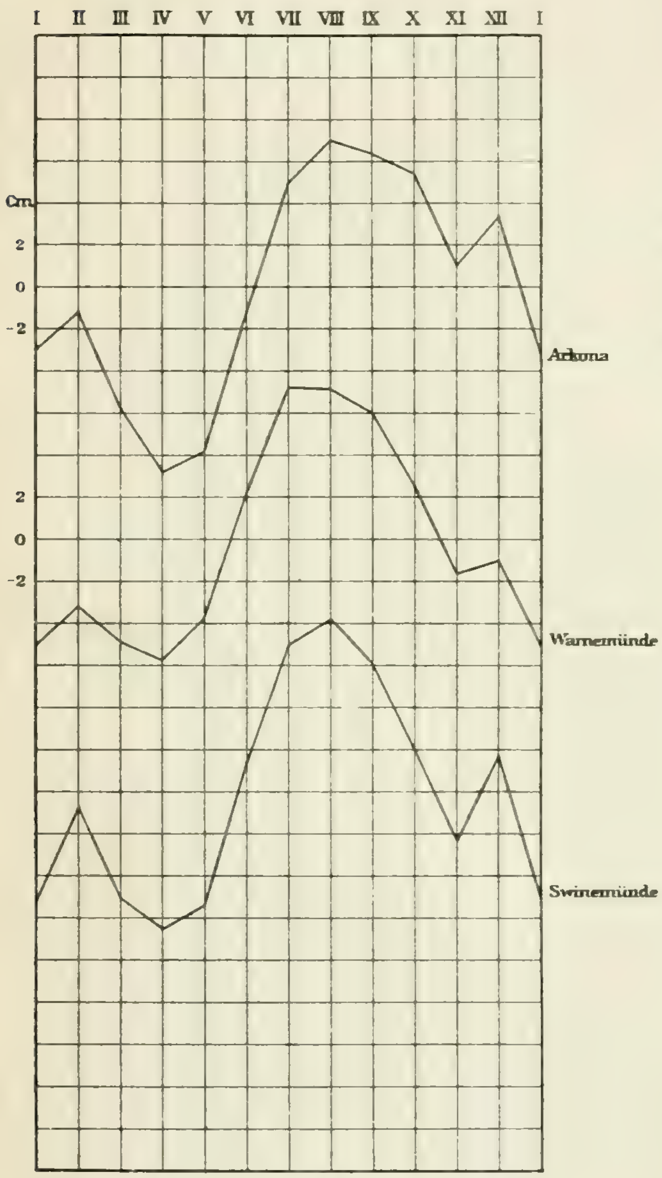
III. Der Wasserstand der Ostsee hat eine wohlmarkierte jährliche Periode, welche in dem folgenden Diagramm durch sechs Kurven repräsentiert ist, welche nach den Mittelzahlen der Pegelbeobachtungen gezeichnet sind.[1] (Abbildung 6.)

Es ist bemerkenswert, daß der höchste Wasserstand in der Ostsee nicht in den Monaten eintrifft, wo die Zufuhr von Flußwasser am größten ist d. h. im Frühling und Sommer, sondern im Spätherbst (im Oktober bis Dezember).

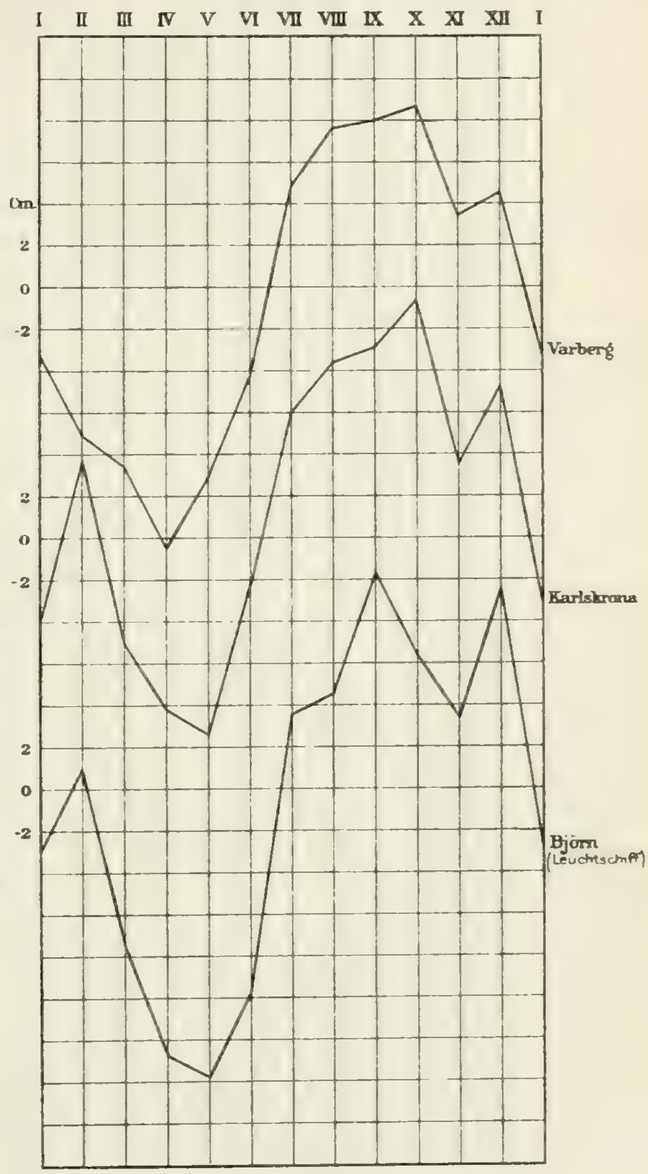
Was die Erhöhung des Wasserspiegels im Herbst betrifft, so tritt dieselbe nicht nur an den Küsten der Ostsee ein, sondern gleichzeitig auch an denjenigen des Kattegats und der Nordsee, wo die registrierenden Wasserstandsmesser dieselbe jährliche Variation angeben wie in der Ostsee; diese Gleichheit geht sogar bis zu Details, z. B. bis zum Eintreffen von sekundären Maxima und Minima während der Wintermonate November—Januar. Sowohl das Niveau der Ostsee wie das der Nordsee ist am höchsten im Spätjahr und am tiefsten im Frühjahr. Diese jährliche, periodische Erhöhung des Wasserspiegels des Meeres gegen Sommer

[1] Die schwarze Linie zeigt das mittlere Niveau des Wasserspiegels an in den verschiedenen Monaten des Jahres (I bis XII).

und Herbst hin, hat man auch an der europäischen Küste des Atlantischen Ozeans beobachtet, von Spanien bis ganz hinauf nach Drontheim. Diese Niveauerhöhung hängt mit großen, jährlichen Veränderungen zusammen, welche in den äquatorialen und tropischen Gegenden des Atlantischen Ozeans vor sich gehen. In diesen Gegenden erstrecken sich im November und Dezember die warmen, salzhaltigen Strömungen



Wasserstand der Ostsee: deutsche Küste.
Mittel aus den Jahren 1882-1897.



Wasserstand der Ostsee: schwedische Küste.
Mittel aus den Jahren 1887-1900.

Abbildung 6.

der eigentlichen Golfstromzirkulation (welche sich im März nicht weiter nach Nord-Ost erstreckt als bis zu den Azoren) bis an die Küsten Nordafrikas und Spaniens. Es hat den Anschein, wie wenn jährlich eine Überführung des Wassers der südlichen Ozeanhälfte zu der nördlichen stattfinden müßte und umgekehrt, gerade wie auch in der Luft eine

Überführung stattfindet von der südl. zur nördl. Hemisphäre und umgekehrt; der jährliche Wechsel innerhalb der Atmosphäre bringt 0,2 % der Luftmasse der Erde von der einen Seite des Äquators zur andern.[1]) Diese großen Bewegungen innerhalb der Atmosphäre und Hydrosphäre der Erde üben ihre Wirkung auch auf unsere Meere aus und bestimmen den allgemeinen Charakter der Wasserzirkulation der Ostsee, sowohl wie auch den des Skageraks und der Nordsee. Das Niveau der Ostsee hebt und senkt sich im Takt mit dem des Ozeans.

IV. An den Pforten der Ostsee bei Gjedser und am Sund liegen zwei dänische Leuchtschiffe „Gjedser" und „Drogden". Dort beobachtet man während des ganzen Jahres einen, aus der Ostsee hinausfließenden Oberstrom, dessen Durchschnittsgeschwindigkeit 0.15 Seemeilen pro Stunde = 7.5 cm/Sek. beträgt. Dabei erweist sich der merkwürdige Umstand, daß der Oberflächenstrom seine größte Geschwindigkeit in der Zeit von März bis Mai erreicht, nämlich 0.25 Seemeilen beim Schiffe „Drogden" und 0.16 Seemeilen bei „Gjedser", also zu der Jahreszeit, wo die Ostsee ihren tiefsten Wasserstand hat; und die Geschwindigkeit des ausströmenden Wassers nimmt in den darauf folgenden Monaten von Juni—November ab, während der Wasserstand der Ostsee zu dieser Zeit am höchsten wird.

Wenn der meteorologisch—klimatische Einfluß des Niederschlags der größere wäre, so müßte der Wasserstand in derjenigen Jahreszeit am höchsten sein, wo die Zufuhr von Flußwasser am größten ist; dies ist jedoch, wie wir schon gesehen, keineswegs der Fall.

Und wäre es die Wassermenge des Niederschlags, welche durch die Erhöhung des Wasserniveaus und den dadurch hervorgebrachten Überdruck in der Ostsee den Ausfluß aus der letzteren veranlaßt, so müßte die Geschwindigkeit des hinausfließenden Oberstroms an den Toren der Ostsee zu derjenigen Jahreszeit am größten sein, wo der Überdruck am größten ist, nämlich im Herbst. Das ist jedoch nicht der Fall.

Die größte mittlere Ausflußgeschwindigkeit trifft mehrere Monate nach der Zeit des höchsten Wasserstandes der Ostsee ein und gerade vor der Zeit der größten Zufuhr von Flußwasser und ungefähr zu der Zeit, wo die Niveaudifferenz zwischen der Ostsee und dem Ozean ihr Minimum erreicht.

Man muß also annehmen, daß es andere Kräfte gibt als den Niederschlag und das Flußwasser, welche auf den Wasserstand der Ostsee einwirken, und daß die jährliche Periode, in der das Maximum der Wasserhöhe eintritt, nicht von lokalen klimatischen oder meteorologischen Einflüssen bestimmt wird. Diese Einflüsse müssen natürlich

[1]) Die Luft strömt von der Hemisphäre, die Sommer hat, zu der, die Winter hat.

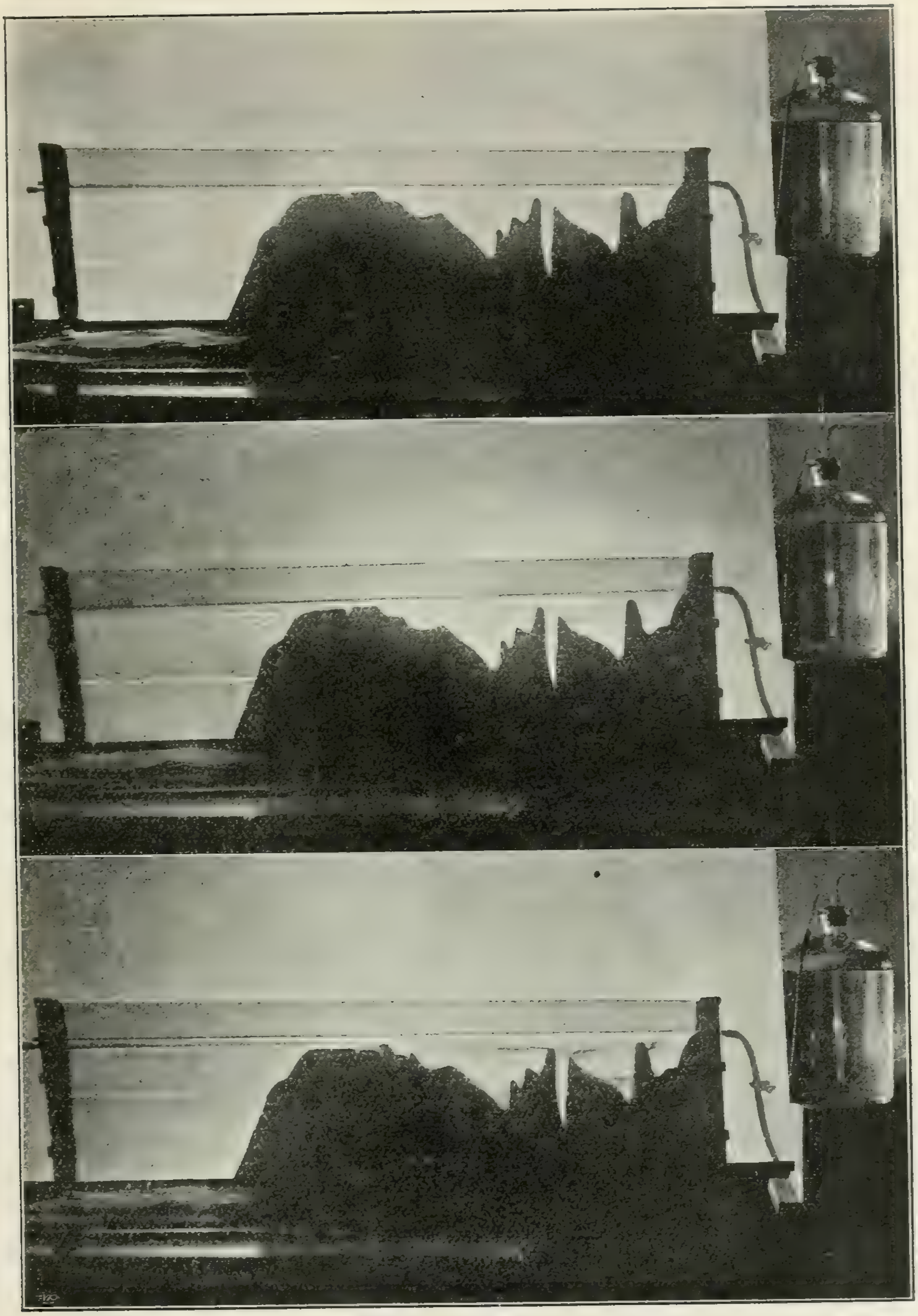


Abbildung 7 (siehe S. 16. Anm. 2).

immer eine gewisse Rolle spielen in der Wasserzirkulation der Ostsee, aber die hauptsächlichste Ursache derselben ist nicht darin, sondern in dem Ozean selbst zu suchen.

Wie ist es nun möglich, daß das Ozeanwasser, welches nur durch einen einzigen engen Sund, den großen Belt, freien Zutritt zu der Ostsee hat, der Hauptfaktor in ihrer Wasserzirkulation sein kann? F. L. Ekmans Lotungen im Skagerak und Kattegat 1877 zeigten, daß das Wasser auch dort geschichtet war. Als G. Ekman und ich in 1890 die erste Winterexpedition im Skagerak ausführten, fanden wir dieselben Wasserlagen wie Ekman 13 Jahre vorher im Sommer. Aber die Lage und die relative Mächtigkeit dieser Wasserschichten hatten sich sehr verändert. In der Abbildung 5 ist eine solche Wasserlage von 35 $^0/_{00}$ Salzgehalt durch Schraffierung angedeutet. Dieses Wasser, welches die Bodenschicht im Skagerak und in der nördlichen Nordsee bildet, stammt aus dem Atlantischen Ozean. Es repräsentiert den letzten Ausläufer des Atlantischen Golfstromes in unseren Meeren. Das Niveau dieser Wasserschicht hebt und senkt sich fortwährend. Es hat periodische Schwankungen mit den Jahreszeiten und noch größere unperiodische Schwankungen, deren Ursachen noch nicht aufgeklärt sind. Welchen Einfluß können solche Schwankungen in dem Bodenwasser des Skagerak auf die Wasserzirkulation in der Ostsee ausüben? Wir können uns eine Vorstellung darüber machen durch das folgende Experiment.

In einem Trog, konstruiert aus zwei planparallelen Glasscheiben, mit einem Zwischenlager von einer Gummiplatte, 1 Zentimeter dick, worin dieselbe Bodenkontur ausgeschnitten ist wie in der Längensektion der Ostsee (Abbildung 5), wird Salzwasser verschiedener Konzentration gegossen, so daß die Vertiefungen des Bodens der Modelle mit Wasser von solchem Salzgehalt gefüllt sind, als den wirklichen hydrographischen Verhältnissen entspricht. (Abb. 7.)

Wenn wir von außen nach innen (also von links nach rechts in der Figur) gehen, haben wir zuerst das große Tiefbecken der Norwegischen Rinne im Skagerak, welches vom Boden bis zu 50 Meter von der Oberfläche mit Wasser von 35 $^0/_{00}$ Salzgehalt gefüllt ist. Mit solchem Wasser ist auch die erste große Abteilung unseres Troges gefüllt und der blaue Rand [1]) bezeichnet die obere Grenze des Atlantischen Wassers im Skagerak. Darauf ruht eine andere Wasserschicht von 34—32 $^0/_{00}$ Salzgehalt, welche bis zu der ersten Schwelle des Großen Belts hinaufreicht; etwa 25 Meter unter der Oberfläche. Durch den Belt, den Fehmarnbelt und die Kadettenrinne gelangen wir in die eigentliche Ostsee mit ihren großen Tiefmulden

[1]) In dem Experiment wird zweckmäßig dieses Wasserlager gefärbt (z. B. mit Methylenblau).

bei Bornholm und Gotland, wo das Wasser einen Salzgehalt von 14—12 ‰ hat. Dementsprechend ist diese Abteilung des Troges mit Wasser von 14 ‰ gefüllt. In der Alandtiefe und in den Tiefbecken des Bottnischen Meerbusens hat man Wasser von 9 und 7 ‰ und in dem Bottnischen Wiek Wasser von 5 ‰ Salzgehalt. Nachdem jede Abteilung des Troges mit Wasser von entsprechendem Salzgehalt gefüllt ist, wird Wasser von geringerem Salzgehalt darüber geschichtet, um die obere sog. Deckschicht der Ostsee vorzustellen. In unserem Troge ruhen also Schichten von leichterem Wasser über schwererem, gerade so wie in der Ostsee selbst, und wir können versuchen, ob dieses Modell einer Ostsee in Ruhe, wo alle Wasserschichten horizontal liegen, sich leichter in den aktuellen Bewegungszustand versetzen läßt durch Einwirkungen von oben oder von unten.[1]) Man läßt zuerst an der rechten Seite des Troges, welche den nördlichen Teil des Bottnischen Wiek darstellt, Süßwasser einströmen, wodurch ein Niveauunterschied entsteht, welcher sogleich einen ausfließenden Strom in der Oberfläche hervorbringt. Derselbe hat aber keine sichtbare Einwirkung auf den Zustand der unteren Wasserschichten.

Danach prüft man, was eine Anschwellung des Atlantischen Bodenwassers vor der Kattegatmündung auszurichten vermag.[2]) Das Niveau dieser blau gefärbten Wasserschicht hebt sich etwa 2—3 Zentimeter, was in der Wirklichkeit 20—30 Meter entspricht. Das ist keine außerordentliche Schwankung, denn Gustaf Ekman und ich haben gefunden, daß das Atlantische Wasser im Skagerak sein Niveau zu verschiedenen Jahreszeiten um 60—80 Meter verändern kann. Man ersieht an einem projizierten Bild auf einem Schirm die Wirkung. Ein Unterstrom von salzigem Wasser dringt ein in die Ostsee über die Bodenschwellen des Beltes. F a s t g l e i c h z e i t i g dringt ein Unterstrom über die Schwelle zwischen Stockholm und Hangö in die Alandtiefe und in die Tiefmulde des Bottnischen

[1]) Die näheren Details dieses Experiments brauchen kaum hier erwähnt zu werden. Sie erfordern etwas Umsicht und Übung. Vor dem Eingießen setzt man abwechselnd zu den verschiedenen Wassersorten ein wenig Alkali, beziehungsweise Phenolphtalein. Das Wasser von 35 ‰ Salzgehalt, welches zum Anschwellen gebracht werden soll, kommuniziert mit einer mit solchem Wasser gefüllten Gummiblase außerhalb des Troges, welche durch eine Schraube zusammengedrückt werden kann. Durch das Anschwellen dieser Bodenschicht kommen sämtliche Wasserlager in Bewegung, und die Grenzflächen derselben treten mit roter Farbe hervor und bilden dieselben keilförmigen Konturen wie die Isohalinen in der Abbildung 5.

[2]) Erklärung der Abbildungen. Das erste Bild ist eine photographische Aufnahme des Troges im Anfangszustand. Sämtliche Wasserschichten sind in Ruhe.

Das zweite Bild gibt den Zustand im Troge, wenn ein Oberflächenstrom von Süßwasser passiert. Es sind keine Veränderungen in dem Tiefenwasser zu bemerken. Die Bewegungen der obersten Schicht können sichtbar gemacht werden, durch Streifen von Permanganatlösung im Experiment, aber diese Bewegungen verlaufen zu schnell, um bei der photographischen Exposition (20 Sekunden) sichtbar zu werden.

Das dritte Bild zeigt den Unterstrom im vollen Gang und die Veränderungen, welche in den untersten Schichten entstehen. Die Strömungen der obersten Schicht können nicht photographisch wiedergegeben werden.

Meerbusens, und aus diesem Meeresteil dringt ein dritter Unterstrom durch den Sund bei Quarken über die letzte Schwelle der Ostsee in den Bottnischen Wiek hinein.

Man ersieht daraus, daß eine Anschwellung der tiefsten Bodenschichten des Skageraks sogleich ihre Wirkung ausübt auf alle Wasserschichten in der Ostsee und daß die Übereinstimmung in der Wasser-

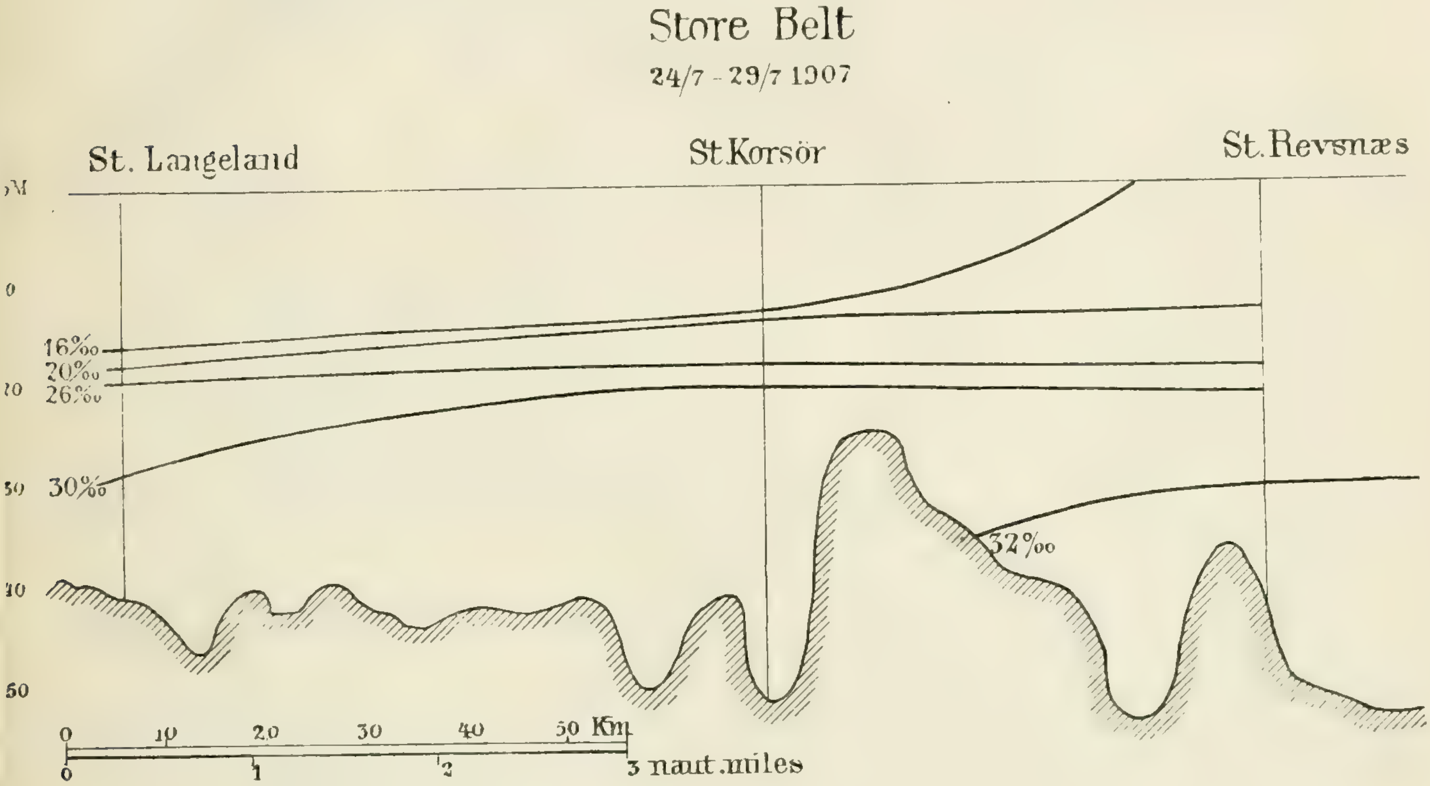


Abbildung 8.

standperiode der Ostsee und des Altlantischen Ozeans in dieser Weise erklärlich wird.

Man lasse jetzt das Niveau des Atlantischen Wassers sinken. Damit wird der Unterstrom durch den Großen Belt schwächer oder hört auf, der ausfließende Strom wird verstärkt und unser Modell zeigt nun das Ebenbild der hydrographischen Längensektion 5 auf Seite 7, indem die Grenzen der Wasserschichten, welche in der Sektion durch die Isohalinen 5, 7, 14 ‰ Salzgehalt repräsentiert sind, auch in dem Troge auftreten, markiert durch rote Linien.

Es erübrigt nur noch zu beweisen, daß solche Anschwellungen des Tiefenwassers und solche Unterströmungen wirklich im Großen Belt vorkommen. Eine Untersuchung der Strömungen in allen Tiefen wurde dort im Juli 1907 mit dem folgenden Resultat ausgeführt. Abbildung 8 stellt eine Längensektion durch den Großen Belt mit 3 Stationen dar: Revsnæs an der nördlichen, Langeland an der südlichen Mündung und Korsör in der Mitte (siehe die Karte, Abbild. 1). Die Grenze

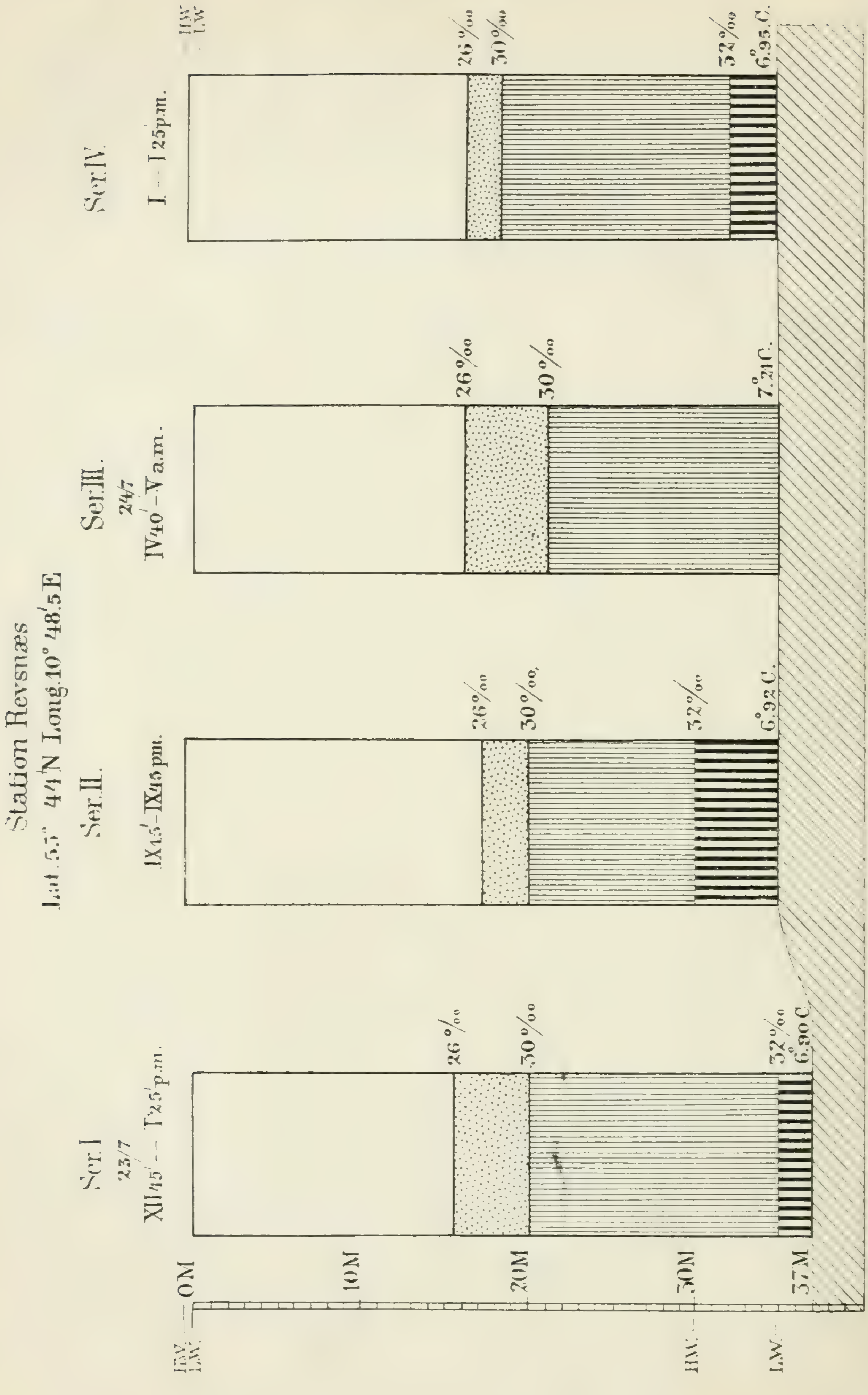

Station Revsnæs
Lat. 55° 44' N Long. 10° 48.5' E
Ser. I
23/7
XII 45' -- I 25' p.m.
Ser. II.
IX 15' - IX 45 pm.
Ser. III.
24/7
IV 40' - V a.m.
Ser. IV.
I -- I 25' p.m.
26 ‰
30 ‰
32 ‰
6.90 C.
6.92 C.
7.21 C.
6.95 C.
0M
10M
20M
30M
37M
HW.
LW.

Abbildung 9.

des Unterstroms wird markiert durch die Isohaline von 30 ‰, die untere Grenze des Oberstromes durch die Isohaline 20 ‰ Salzgehalts. Dazwischen liegen Wasserlager, welche durch Mischung entstanden sind. Am Boden der ersten Station, Revsnæs, an der nördlichen Mündung des Belt befindet sich ein Wasserlager von 32 ‰ Salzgehalt, welches Niveauoscillationen zeigte ähnlich denjenigen in unserem Experiment, und zwar mit einer Periode von 6 Stunden.

Das Diagramm (Seite 18) zeigt diese Niveauschwankungen des Tiefenwassers in der Station Revsnæs. Die vier Figuren zeigen die Verteilung der Temperatur und des Salzgehaltes im Wasser, wie sie gefunden wurden bei den Lotungen von Bord unseres Dampfers, welcher 24 Stunden hier verankert lag. Es wurden dabei zugleich Strommessungen in allen Tiefen vorgenommen und es stellte sich bald heraus, daß der Stromwechsel in den verschiedenen Tiefen des Belts auf das genaueste mit den Niveauschwankungen des Bodenwassers korrespondierte, welche vollkommen regelmäßig erfolgten. Jedesmal, wenn das Niveau des Bodenwassers sich erhob, drang ein Unterstrom vom Kattegat in die Ostsee hinein. Wenn das Niveau heruntersank, strömte das Ostseewasser in allen Niveaus des Belts wieder hinaus. Bei unserer ersten Lotung (Ser. I in der Abb. 9) stand das Niveau der Unterschicht tief (bei 35 m) und wir fanden einen auslaufenden Strom von 6 Zentimeter pro Sekunde in 20 Meter Tiefe. 6 Stunden später stand das Bodenwasser 5 Meter höher (Serie II) und wir beobachteten in 20 Meter einen eingehenden Unterstrom von 63.9 Zentimeter pro Sekunde. 6 Stunden später hatte das Bodenwasser sich wiederum zurückgezogen und man fand eine entsprechende Reduktion in der Geschwindigkeit des Stromes usw.

Der ganze Vorgang war offenbar ein Gezeitenphänomen aber von neuer und eigentümlicher Art. Die Flutwelle des Ozeans, welche in der Nordsee eine bedeutende Höhe erreicht, wird bekanntlich schon im Skagerak sehr reduziert und erreicht im Großen Belt höchstens einige Dezimeter Höhe. Hier aber in der Bodenschicht des Belts fanden wir die ursprüngliche Ebbe und Flut des Meeres ungeschwächt wieder mit Flutwellen von ein paar Metern Amplitude. In der Figur habe ich das Hoch- und Niedrigwasser sowohl für die Bodenschicht als für die Oberfläche durch die Buchstaben HW. und LW. angedeutet. Man sieht, wie viel größer diese Differenz am Boden des Belts ist als an der Oberfläche.[1])

Wir müssen uns fortan die folgende Vorstellung von der Ebbe und Flut unserer Meere machen.

[1]) Wir konnten diese Gezeitenwellen des Oberflächenwassers im Großen Belt sehr gut studieren an den Diagrammen des registrierenden Pegels in Korsör, welcher regelmäßig kleine Oscillationen ausführte, während in der Tiefe des Belts die großen Wasser- und Stromwechsel stattfanden.

Das Atlantische Wasser wird im Skagerak und Kattegat überdeckt von dem Mischungswasser des Baltischen Stromes. Die Flutwelle des Ozeans passiert unter dieser Deckschicht und dringt in unsere Meeresgebiete als unterseeische Welle ein in der Grenzschicht zwischen dem Atlantischen Wasser und der Baltischen Oberschicht. Diese Schicht gerät auch in Wallungen durch die darunter passierenden Gezeitenwellen, aber die Gezeiten des Oberflächenwassers sind nur eine schwache Abspiegelung des Gezeitenphänomens der Unterschicht. Das ist der Fall im Skagerak, im Kattegat und auch im Belt. Vor der nördlichen Mündung desselben brandet die ozeanische Flutwoge in der Tiefe mehrere Meter hoch, während der Wasserspiegel der Oberfläche nur eine schwache Dünung zeigt.

Diese Dünung ist aber das Anzeichen eines gewaltigen Stromwechsels sowohl in der Ober- als in der Unterschicht. Wenn die untere Flutwoge die Mündung des Großen Belts erreicht, sendet sie einen Unterstrom mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit[1]) von 27,6 Zentimeter in der Sekunde in die Ostsee hinein und retardiert den ausfließenden Oberstrom auf etwa 8 Zentimeter. Unter Umständen kann derselbe sogar retrograd werden. Bei der Ebbeperiode stürzt das aufgestaute Wasser hinaus in den Kattegat, der Oberstrom mit einer Geschwindigkeit von 69,2 Zentimeter (in 10 Meter Tiefe), der Unterstrom mit nur 9,7 Zentimeter pro Sekunde (in 20 Meter Tiefe).

Die Gezeiten des Ozeans wirken also ventilartig öffnend und sperrend auf die Wasserzirkulation zwischen dem Meere und der Ostsee.

Die Ebbe und Flut beruhen einzig und allein auf der Einwirkung des Ozeans und beherrschen den Unterstrom, aber nicht das Mischwasser des Baltischen Oberflächenstroms, welch letzteres nur von der vom Kattegat hereinstürzenden Flutwelle emporgehoben und aufgestaut wird. Die Bewegung der Flutwelle wird natürlich etwas abgeschwächt von der mächtigen 15—16 m tiefen Deckschicht Baltischen Wassers von geringem Salzgehalt. Die Flutwelle, die der Wasserstandsmesser von Korsör aufzeichnet, ist nicht die wirkliche, sondern nur eine scheinbare, abgeschwächte. Wenn man in der Meerenge des Großen Belt einen Wasserstandsmesser anbringen könnte, der imstande wäre, die Niveauveränderungen des Unterstroms anzugeben, da bekämen wir eine mehr als doppelt so hohe Kurve. Wäre die abschwächende Schicht des Baltischen Wassers überhaupt nicht vorhanden, d. h. wäre die Ostsee ein Binnensee wie zur Zeit den Ancylusperiode, und wäre der Große Belt die innerste Bucht der Nordsee und des Kattegats, vollständig gefüllt mit Ozeanwasser, da wäre an seinen Ufern die Höhe der Flut viel bedeutender. Die tiefliegenden dänischen Inseln

[1]) Es werden die Verhältnisse hier so beschrieben, wie ich sie am 25. bis 29. Juli 1908 bei unserer Untersuchung vorfand. Es herrschten damals Vollmond und relativ hohe Gezeiten.

wären da vielleicht Marschland, oder wären auch von mächtigen Deichen und Dämmen gegen die andringenden Flutwellen geschützt wie die Küsten von Walcheren und von Friesland; vielleicht auch böten sie den Anblick eines »Wattenmeers« oder »dronken land« wie das Gestade der Westküste Schleswigs.

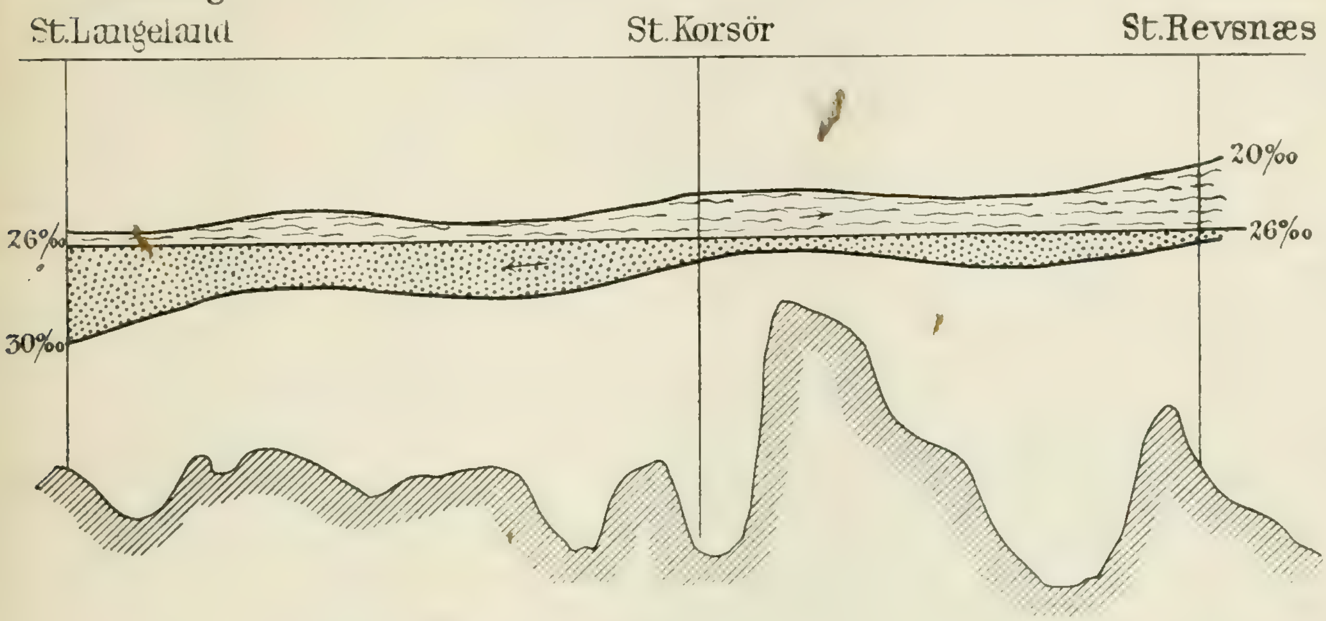


Abbildung . 10.

Besonders bemerkenswert ist die Wirkung der Gezeiten des Tiefenwassers auf die Zwischenschicht zwischen Ober- und Unterstrom, wovon Abbildung 10 eine Vorstellung gibt. In der Grenzfläche der beiden Strömungen, welche 15 bis 18 Meter unter der Oberfläche liegt, bildet sich das Mischwasser. Für die Bildung solcher Mischwasser ist die Ebbeperiode die günstigste, weil die relative Geschwindigkeit der beiden Strömungen dann die größte ist. Bei der darauf folgenden Flutperiode werden diese intermediären Lager von unten durch die Anschwellung des Tiefenwassers zusammengepreßt[1]) (siehe Figur III und IV im Diagramm 9). Wenn die Grenzschicht horizontal läge, so würde ebensoviel Mischwasser in die Ostsee als in das Kattegat eintreten, zufolge der Erhebung der Bodenschicht, welche als ein Pumpenschlag wirkt, um bei der nächsten Ebbeperiode wieder zurückzuströmen. Nun steht aber diese Grenzfläche, wie alle Grenzflächen in der Ostsee, schräg, nach innen geneigt, dadurch entsteht in der Mischwasserschicht ein Kräftepaar, welches die untere Hälfte der Schicht (bestehend aus Wasser von 30 bis 26 ‰ Salzgehalt nach innen und die obere Hälfte, die Wasserlage von 26 bis 20 ‰ Salzgehalt) nach außen zu führen strebt. Dadurch entsteht eine Wasserzirkulation, die in der Abbildung 10 durch den Großen Belt schematisch dargestellt ist.

[1]) Man erinnert sich, daß der Wasserspiegel der Oberfläche nur kleine Bewegungen ausführt.

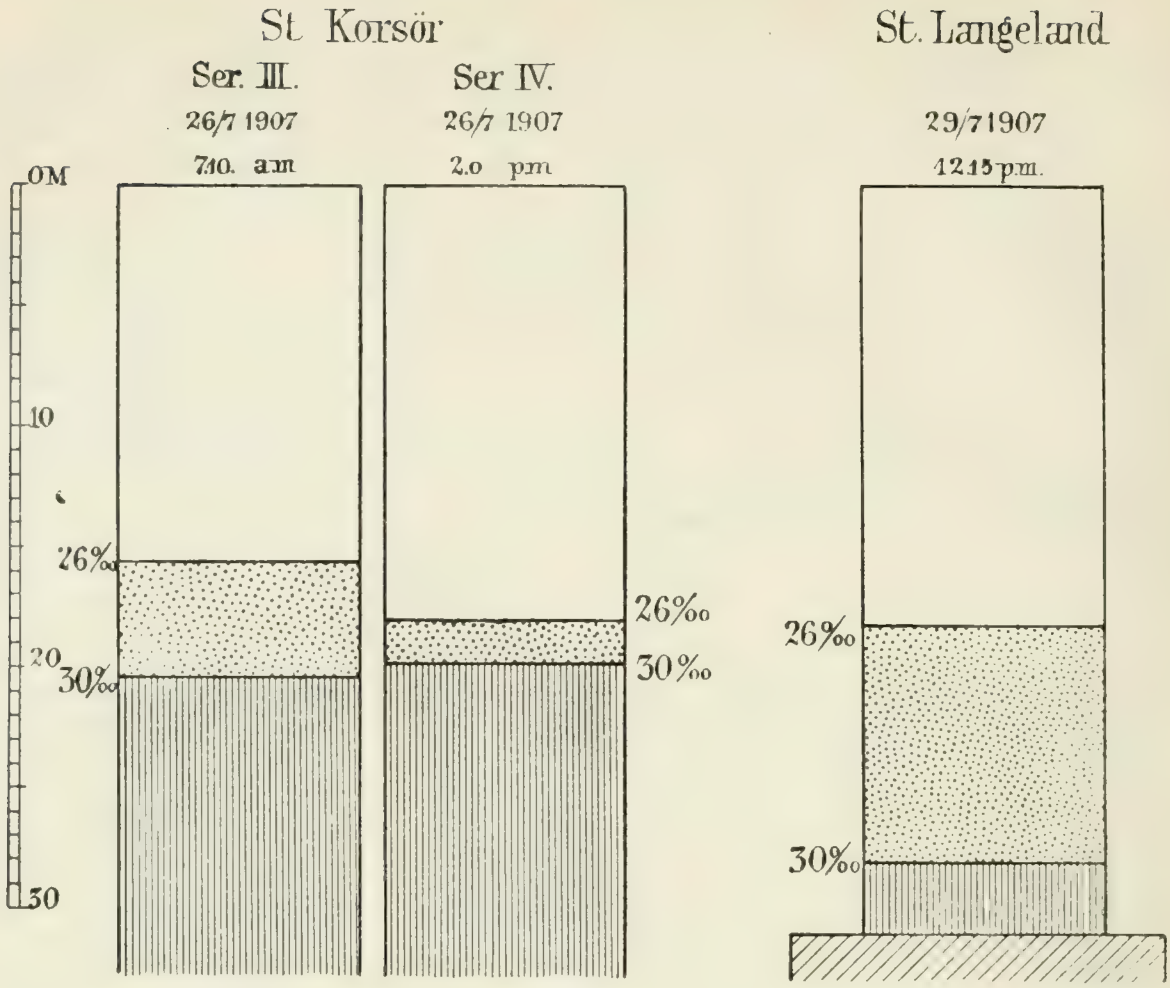


Abbildung 11.

Dieses schematische Bild (Abb. 10) dient zur Erklärung der aktuellen hydrographischen Situation, welche in dem Schnitt, Abbildung 8, dargestellt ist.

Der Wasserkeil von 26 ‰ bis 30 ‰ nimmt gegen S. an Volumen zu. Unmittelbar darüber liegt eine andere Wasserart von 20 ‰ bis 26 ‰ Salzgehalt, welche ebenfalls der Grenz- und Vermischungszone angehört. Diese Schicht nimmt gegen N. an Volumen zu, da sie vom Oberstrom gebildet wird, der Wasser aus der Schicht von 26 ‰ bis 30 ‰ in sich aufnimmt und mit sich nach N. zurückführt, wo sich das Wasser von 20 ‰ bis 26 ‰ Salzgehalt anhäuft, ebenso wie sich das Wasser von 26 ‰ bis 30 ‰ im S. auftürmt. Der untere Keil ist im allgemeinen von der Neigung beherrscht, nach innen zu fließen, der obere hat die Tendenz nach außen zu fließen. Diese Neigungen des Ober- und des Unterstroms sind das Resultat aller jener vorwärts- und rückwärts gehenden Bewegungen, welche die Grenzschichten unter dem Einfluß von Ebbe und Flut auszuführen gezwungen sind.

Mit dem unteren Keil werden der Ostsee Wasserpartikel zugeführt von denen viele, mit anderem Wasser vermischt, mit dem oberen Keil wieder hinausgeführt werden.

Die Hauptmasse des Mischwassers von 30 bis 26 ‰ Salzgehalt, welches während der Flutperiode mit dem Unterstrom südwärts durch den Belt geführt wurde, folgt aber mit dem ausfließenden Wasserstrom bei der folgenden Ebbeperiode nicht wieder nordwärts, weil es zufolge seines höheren spezifischen Gewichts in den ersten Tiefmulden der Ostsee zum Boden hinuntersinkt. Die Abbildung 11 zeigt, wie dieses Wasser sich weiter südlich im Großen Belt bei der Station Langeland anhäuft. Bei Korsör war diese Schicht während der Ebbe 5 Meter dick (Ser III), nahm aber dort während der nächsten Flutperiode (Ser. IV) infolge der schon erwähnten Zusammenpressung von unten bis auf 1 Meter ab. In der nächsten Station, Langeland, wurde sie nicht weniger als 9.8 Meter dick gefunden. Die Mischwasserzone im Großen Belt besteht aus zwei schräg gestellten Wasserlagern von entgegengesetzter Bewegungstendenz. Die Gleitfläche wird ungefähr durch die Isohaline von 26 ‰ dargestellt.

Ich habe schon früher gezeigt, daß überall in der Ostsee die Grenzflächen schräg stehen. Das muß eine Folge der Wasserzirkulation sein, denn wenn das Wasser in Ruhe wäre, müßten ja die Wasserlagen horizontal liegen. Überall sind also Kraftpaare in Wirksamkeit, welche die Grenzflächen horizontal zu legen streben, und überall haben diese Kräfte die Tendenz, das Tiefenwasser nach innen und nach unten, das Oberwasser nach oben und nach außen, d. h. dem Ozean zuzuführen. Es besteht also in der Ostsee ein inneres Kraftfeld, welches in demselben Sinn auf die Zirkulation einwirkt wie der hydrostatische Überdruck, und denselben ersetzen oder ergänzen kann. Es darf deshalb nicht Wunder nehmen, daß die Niveaudifferenz zwischen der Ostsee und dem Ozean so klein ist. In dem inneren Kraftfeld der Ostsee hat man einen Ersatz für die mangelnde hydrostatische Druckhöhe. Je stärker die Neigung der Isostären und Isohalinen ist, desto größere Kraft können die Kraftfelder entwickeln. Die Tendenz der Kraftfelder ist nämlich die Isohalinen horizontal zu legen.

Der hydrostatische Überdruck des Wasserspiegels und die hydrodynamischen Kraftfelder der verschiedenen Wasserschichten der Ostsee stehen in einem gewissen Verhältnis zueinander und ergänzen sich gegenseitig in ihrer Wirkung. Das Kraftfeld läßt sich nach Bjerknes' Theorie quantitativ berechnen.

Dieses Kraftfeld wirkt regulierend auf den Wasseraustausch zwischen dem Ozean und der Ostsee, indem es Druckkräfte aufspeichert, welche durch das Zusammentreffen des Ozeanwassers und des Ostseewassers entstehen. Man könnte seine Wirkung mit derjenigen eines elektrischen Akkumulators vergleichen, welcher in einen Stromkreis eingeschaltet ist und sich abwechselnd ladet und entladet, je nachdem elektrische Energie

in dem übrigen Stromkreis überwiegend erzeugt oder verbraucht wird. Denken wir uns, daß gleichzeitig die Zufuhr von Ozeanwasser zu der nördlichen und von Ostseewasser zu der südlichen Mündung des Großen Belts aufhörte, so würde der Teil des inneren Kraftfeldes der Ostsee, welcher zwischen den Stationen Revsnæs und Langeland (siehe die Sektion »Store Belt« (Abbildung 8 u. 10) sich befindet, hinreichen, um dem Oberwasser des Beltes eine Acceleration von 0.0005 cm/Sek in der Richtung S—N und dem Tiefenwasser eine gleiche Acceleration in der entgegengesetzten Richtung mitzuteilen, was nach 10 Stunden Ober- und Unterströmungen von 18 Zentimeter Geschwindigkeit pro Sekunde hervorrufen würde, wenn wir von dem Einfluß anderer Kräfte wie Friktion usw. absehen. Damit würde aber die Kraft des Akkumulators erschöpft sein; die Isostären und Isohalinen im Großen Belt würden nicht länger ihre Neigung von Norden nach Süden beibehalten, sondern vollkommen horizontal verlaufen, bis die hydrostatischen Drucke von außen und von innen wiederum zur Geltung kämen.

In einem See oder einem Binnenmeer mit durchaus homogenem Wasser gibt es keine derartigen Kraftfelder. Steht ein solches Binnenmeer mit dem Meere in Verbindung, so beruht der Abfluß ausschließlich auf dem Niveauunterschied, und dieser beruht wiederum direkt auf der Niederschlagsmenge und dem Drainierungsgebiet des Binnenmeers. In der Ostsee, und noch mehr in den übrigen östlichen Randgebieten des Atlantischen Ozeans, sind es nicht die Niederschlagsmenge und die meteorologischen Faktoren, welche den Haupteinfluß auf die Wasserzirkulation ausüben, sondern der Einfluß des Ozeans herrscht vor und seine Periodizität ist es, welche die Veränderungen des Wasserstandes in der Nordsee sowohl wie auch in der Ostsee und den Wasseraustausch zwischen den beiden letzteren bestimmt.

Das atlantische Wasser ist einem jährlichen periodischen Wechsel unterworfen. Dieser Wechsel besteht darin, daß die atlantische Wassermasse im Spätsommer und Herbst anschwillt und im Winter und Frühjahr sinkt. Wenn das Tiefenwasser im Skagerak anschwillt, muß dieser Umstand auf den Wasserspiegel des Meeres sowohl, als auch auf die Zirkulation aller jener keilförmigen Schichten im Kattegat, in den Belten und der Ostsee einwirken; auch muß durch den heftigeren Andrang des atlantischen Wassers eine Aufstauung hervorgerufen werden, deren Rückwirkung sich durch das ganze System von Wasserschichten fortpflanzt bis hinein in die innersten Buchten der Ostsee.

Die großen jährlichen Variationen der Wasserzirkulation der Ostsee beruhen also auf den jährlichen Bewegungen des Ozeans.

Diese Bewegungen pflanzen sich mit großer Geschwindigkeit durch

die ganze Ostsee fort, so daß alle diejenigen Erscheinungen, die ozeanischen Ursprungs sind, gleichzeitig oder beinahe gleichzeitig in allen Teilen der Ostsee auf einmal auftreten. So z. B. hebt und senkt sich im Lauf des Jahres der Wasserspiegel bei Varberg, in Karlskrona und beim Leuchtschiff Store Björn fast zu gleicher Zeit (Abbildung 6.). Der Tiefenstrom im Kattegat bringt das wärmste und salzigste Wasser im Spätsommer und Herbst mit, und gleichzeitig, im November, erreicht der Tiefenstrom im Bottnischen Meer seinen größten Salzgehalt und höchste Temperatur (nach den finnischen Untersuchungen).

Es ist also erstens in der Ostsee eine fortwährend wirkende Kraft vorhanden, nämlich die Wassermenge, welche der Regen und die Flüsse zuführen. Durch diese Zufuhr hat die Ostsee die stetige Neigung, ihr Niveau zu erhöhen und den Ausfluß zu beschleunigen.

Zweitens existiert noch eine andere Kraft, die ebenfalls stetig, jedoch periodisch wirkt, nämlich der Einfluß des Ozeans. Dieser letztere preßt salziges Wasser an die Ostsee heran und in dieselbe hinein und veranlaßt dadurch eine Aufstauung des Ostseewassers. Welche von diesen beiden Kräften den größten Einfluß ausübt, zeigt sich an ihren Wirkungen.

Drittens besteht in dem Ostseewasser selbst das oben erwähnte hydrodynamische Kraftfeld, welches seine Existenz der schrägen Lage der Isohalinen und Isostären verdankt und in demselben Sinn wie die beiden anderen Faktoren auf die Wasserzirkulation einwirkt und sie zum Teil ersetzt und ergänzt.

Ein regulierender Einfluß von der höchsten Bedeutung wird auf diese Wasserzirkulation von dem ozeanischen Gezeitenphänomen ausgeübt, dessen unterseeische Flutwoge abwechselnd den Zutritt durch den Großen Belt für das Salzwasser öffnet und absperrt.

Es sind dies die stetig wirkenden Kräfte in der Wasserzirkulation der Ostsee. Dazu kommen noch zufällige Kräfte, nämlich diejenigen des Luftdruckes und des Windes. Davon kommt nur der Luftdruck über der Ostsee selbst in Betracht,[1]) welcher temporäre Wirkungen von großer Intensität hervorbringt, wie M. Knudsen durch statistische Untersuchungen erwiesen hat. Der Einfluß der Winde auf die Wasserzirkulation ist ein weit geringerer als derjenige des Luftdruckes, obschon derselbe lokalen Wasserstau an der Oberfläche und gewaltige vorübergehende Dislokationen in der Lage der unteren Wasserschichten hervorruft. Denn solche Einflüsse sind nur zufällige Störungen, welche sich teilweise selbst entgegenwirken und aufheben und übrigens niemals bleibende Veränderungen in dem stabilen hydrographischen Zustand der Ostsee, welcher von den stetig wirkenden Kräften bestimmt wird, verursachen.

[1]) Nicht der Luftdruck über dem Meer außerhalb der Ostsee (z. B. über der Nordsee), wo die Wirkung des Druckes sich über eine unbegrenzte Wasserfläche ausbreitet.

Ein geschichtetes Meer, wo jedes Wasserpartikel seinen Platz unter dem Einfluß von stetig wirkenden Ursachen (wie der Schwerkraft) eingenommen hat, ist als ein konservatives Medium zu betrachten, worin jede Störung ausgeglichen wird durch die Gegenkräfte, welche in dem System von selbst auftreten (Reaktion) und die Partikel in ihre stabile Gleichgewichtslage zurückzuführen streben.

Der Wasseraustausch zwischen der Ostsee und dem Ozean geschieht in verschiedener Weise durch jede von den drei Eingangspforten zu der Ostsee: den Großen Belt, den Kleinen Belt und Öresund.

Durch den Großen Belt geschieht der Wasseraustausch in der eigentümlichen oben beschriebenen Weise durch intermittierende Ober- und Unterströme unter dem Einfluß der Gezeiten.

Die hydrographische Situation in dem Großen Belt hat kein bekanntes Vorbild. Ein Gegenstück dazu findet man in dem Sund von Gibraltar und von Bab el Mandeb, wo die Wasserzirkulation im umgekehrten Sinn stattfindet. Es ist aber wahrscheinlich, daß dieselben Phänomene, welche wir in dem Großen Belt kennen gelernt haben, sich in größtem Maßstabe abspielen in der Färö-Shetland-Rinne und in dem Meeresgebiet zwischen den Färöern und Island.

In dem Kleinen Belt gibt es keinen bestimmten Unterstrom und Oberstrom. Die Flut führt jedesmal etwas mehr Salzwasser in die Ostsee herein als mit der Ebbe wieder hinausfließt, weil dasselbe in den äußeren Tiefmulden der Ostsee zu Boden sinkt, ganz in derselben Weise wie atlantisches Wasser mit dem Flutstrom durch den Englischen Kanal in die südliche Nordsee hineinkommt und die tiefe Rinne derselben vor der östlichen Kanalmündung mit stark salzhaltigem Wasser füllt.

Im Öresund existiert kein Unterstrom, sondern in der Regel nur ein ausfließender Strom, welcher ausnahmsweise seine Richtung umkehrt und Meerwasser in die Ostsee einführt. Dieser kaskadenartige Einfluß von Salzwasser in die westliche Ostsee geschieht in derselben Weise wie die intermittente Einströmung von Ostseewasser in den Mälarsee, welchen man „Uppsjö“ d. h. „Hochsee“ nennt.

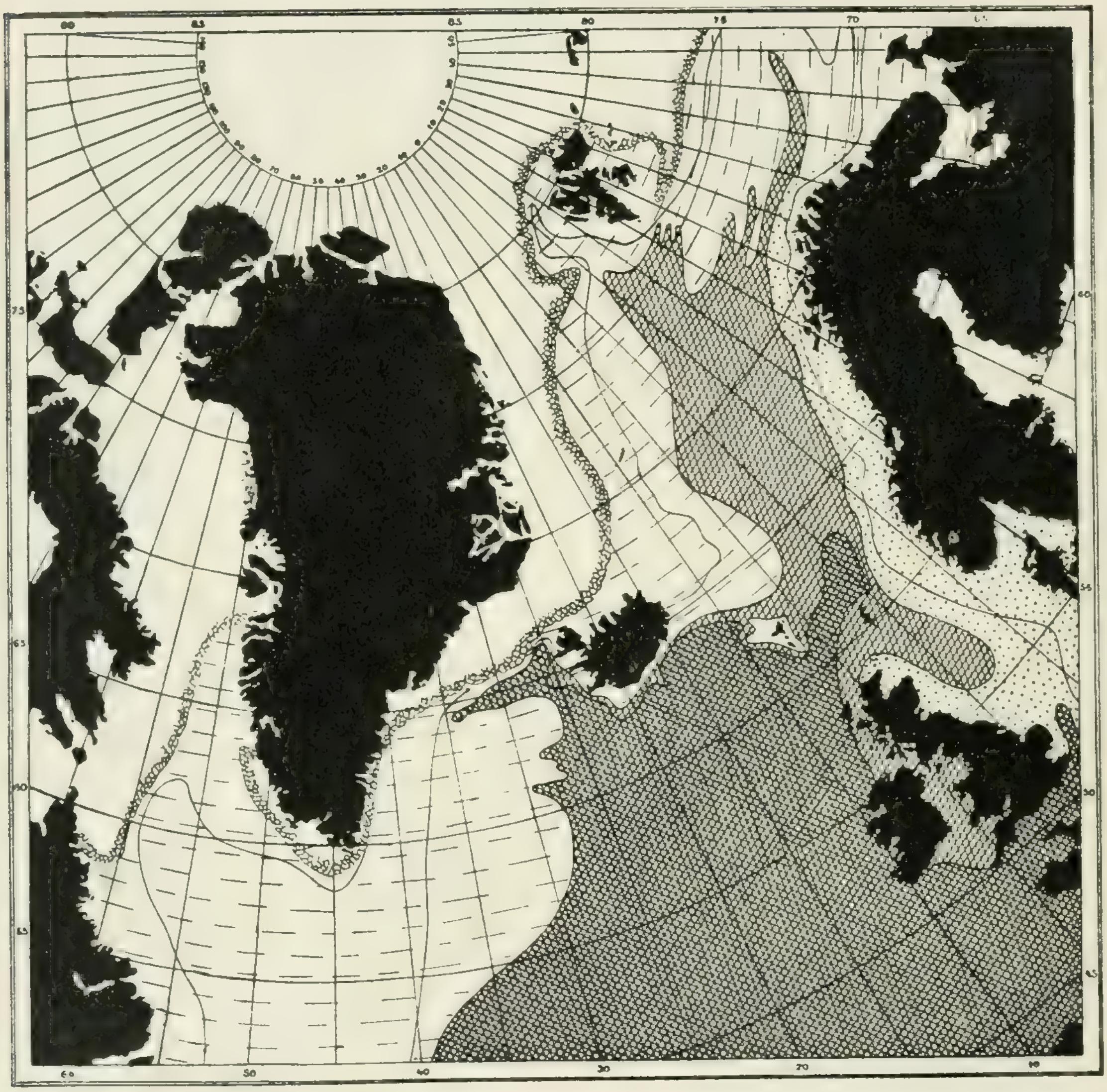
II. Die ozeanische Wasserzirkulation.

Von dem Großen Belt gehe ich über zu der nächsten ozeanischen Schwelle, der Wyville Thomson- und der Färö-Island-Bänke, welche die Tiefen des Nordmeeres und des Polarbassins von der großen Tiefmulde des Atlantischen Ozeans trennen. Abbildung 12 gibt einen Über-



Abbildung 12.

blick der Topographie der Wasserscheide dieser Meeresregionen in 600 m Tiefe. Über diese große ozeanische Bodenschwelle fließen in entgegengesetzter Richtung ein Ober- und ein Unterstrom. Der Oberstrom ist der sog. Atlantische Strom, welcher warmes und stark salzhaltiges Wasser (über 35 °/00) nordwärts führt. Die folgende Karte gibt eine Vorstellung von der Ausbreitung seiner Gewässer an der Meeresoberfläche im August 1896. (Abbildung 13.)



Abbild. 13. Oberflächenkarte August 1896. Grenze des Salzgehalts von 35 °/00, 35,25 °/00.

Der Atlantische Strom führt im nördlichen Teil des Atlantik Wasser von über 35,25 °/00 Salzgehalt. Nach dem Eintritt in das Nordmeer verringert sich der Salzgehalt, die Grenze des Stromes wird deshalb bei 35,00 °/00 gesetzt. Die Area des atlantischen Wassers ist in der Karte doppelt gestrichelt. Das arktische Wasser an der westlichen Seite des Meeres ist mit einfachen Strichen, die Area des Küstenwassers in der Nordsee und längs der Norwegischen Küste ist punktiert.

Man ersieht aus der Kartenskizze, daß der Atlantische Strom, welcher von SW. her gegen die unterseeischen Bänke zwischen Island und Schottland setzt, stark gegen Osten gedrängt wird, so daß derselbe eigentlich nur über die Wyville Thomson-Bänke und durch den



Abbildung 14. — Karte der Oberflächentemperatur.

Sund zwischen den Färöern und Shetland freien Zutritt zu dem Polarmeer hat. Ein nicht unbedeutender Teil seiner Wassermassen dringt allerdings auch westlich von den Färöern in das Nordmeer hinein, die Hauptmasse des atlantischen Wassers nimmt jedoch die östlichere Richtung. Man setzt dies gewöhnlich in Zusammenhang damit, daß der grön-

ländische Eisstrom vor seinem Eintritt in den Dänemarksund eine Teilung erfährt. Der eine Zweig, der sog. ostisländische Polarstrom, fließt zwischen Island und Jan Mayen nach SO., entlang der nördlichen Seite des Island-Färö-Rückens und treibt seine kalten Wassermassen wie einen Keil in die Flanke des Atlantischen Stromes nördlich der Färöer. Die Temperaturverteilung an der Oberfläche, welche durch die Karte Abb. 14 anschaulich gemacht wird, gibt eine Vorstellung von dem Vordringen des ostisländischen Stromes in südöstlicher Richtung gegen die Färöregion, wo derselbe mit seinen kalten Wassermassen dem Atlantischen Strom in die Flanke fällt.

Die allgemeine Vorstellung der Hydrographen ist, daß der Atlantische Strom durch den Andrang des ostisländischen Polarstromes verhindert wird, die Bänke zwischen Island und den Färöern zu überschreiten, und gezwungen wird, seinen Weg durch die Färö-Shetland-Rinne und über die Wyville Thomson-Bänke zu nehmen. Wir werden Gelegenheit haben, diese Hypothese später zu diskutieren, wenn wir die Unterströme über diese Bänke besprechen.

Betrachten wir zuerst die Verhältnisse, unter denen sich das atlantische Wasser nach seinem Eintritt in das Nordmeer befindet. Die Karte 13 zeigt die Ausbreitung desselben an der Oberfläche und die Ausläufer, welche der Atlantische Strom nach Osten in das Barentsmeer aussendet. Diese Ausläufer sind durch die russische Kommission der Internationalen Meeresforschung studiert worden, sowohl in den westlichen als in den mittleren und östlichen Teilen des Barentsmeers, wo sie als Unterströme auftreten. Ein anderer Zweig des Atlantischen Stromes geht als Unterstrom längs der Westküste von Spitzbergen in das Polarbassin hinein, wo Nansen die Spuren desselben in 200—600 m Tiefe nördlich von den Sibirischen Inseln vorfand. Auch gegen Westen, d. h. gegen Grönlands Ostküste, richten sich im Nordmeer mehrere solcher Verzweigungen des Atlantischen Stromes, wo eine dänische Expedition unter Ryder in 60—300 m Tiefe relativ warmes und salzreiches Wasser dicht an der Grönländischen Küstenbank und sogar unter dem eisführenden Polarstrom selbst antraf. Wir verdanken der norwegischen Kommission der Internationalen Meeresforschung die wichtige Entdeckung, daß das atlantische Wasser im Nordmeer die Tendenz hat, einen ziklonischen Kreislauf in den verschiedenen Teilen des Nordmeeres auszuführen, so z. B. in dem Meeresgebiet zwischen Island, Jan Mayen und Norwegen, wahrscheinlich auch in der nördlichen Hälfte des Nordmeeres zwischen Grönland, Spitzbergen und Jan Mayen. Diese Tendenz kann in der westlichen Hälfte des Nordmeeres nur durch hydrographische Lotungen in gewissen Tiefen konstatiert werden, weil das atlantische Wasser dort

von der Oberfläche verschwindet, indem es von arktischem Wasser (einfach gestrichelt in der Oberflächenkarte) überlagert wird und sich nur der Eisgrenze als Unterströmung nähert.

Man kann die Spuren seiner westlichen Abzweigungen besser an den kalkhaltigen Ablagerungen in dem Bodenschlamm als an den Isohalinen der Meeresoberfläche studieren. Sir John Murray hat nämlich gezeigt, daß der Atlantische Strom eine Menge von Radiolarien etc. mitführt, welche beim Kontakt mit dem kalten arktischen Wasser unter-



Abb. 15. Bodenkarte des nördlichen Atlantik nach den Angaben der Challengerexpedition, der norwegischen Expedition auf dem Vöringen und der Ingolfexpedition.

gehen, wobei ihre Schalen auf den Meeresboden hinuntersinken, und ich habe die Aufmerksamkeit darauf gerichtet, daß die von ihm entworfene Karte über die Verbreitung des kohlensauren Kalks am Meeresgrund sehr deutlich die Richtung der Atlantischen Unterströme im westlichen und nördlichen Teil des Ozeans erkennen läßt.

Die Untersuchungen der dänischen Kommission haben gezeigt, daß diese Bodensekremente nicht nur kalkhaltige Überreste von Planktonorganismen enthalten, sondern auch Knochen, Zähne und Gehörorgane (sog. Otolithen) von ausgewachsenen Individuen von Dorschen usw., welche in den oberen Schichten des offenen Nordmeeres bis an die Grenzen des atlantischen Wasserlagers herumstreifen. Diese Fische können ebensowenig wie unsere übrigen Nutzfische in dem eiskalten Tiefenwasser des Nordmeeres oder in den Gewässern des Polarstromes leben. In dem arktischen Wasser gibt es überhaupt keine Nutzfische und keine Fischerei. Solches Wasser hat eine eigene Fischfauna, welche von Jensen beschrieben ist, der 13 verschiedene Fischarten aufzählt, welche teils Bewohner der Tiefmulden des Nordmeeres sind, teils in den Gewässern des Polarstromes leben. Keine einzige Art ist gemeinsam für die Tiefmulden des Nordmeeres und des Atlantischen Ozeans südlich der großen unterseeischen Bänke. Die Island-Färö-Bänke, ebenso wie der schmale Wyville Thomson-Rücken, welcher sich vom Meeresboden in 1500 Meter Tiefe steil bis zu 5—600 Metern unter der Oberfläche erhebt, bilden also nicht nur eine Wasserscheide zwischen zwei ozeanischen Tiefmulden, wovon die eine mit relativ warmem und salzreichem atlantischen Wasser, die andere mit eiskaltem arktischen Wasser gefüllt ist, sondern zugleich eine faunistische Grenze zwischen zwei verschiedenen Regionen der ozeanischen Tierwelt. Diese epochemachende Entdeckung wurde von Sir Wyville Thomson gemacht, der mit dem kleinen englischen Dampfer Lightning im Norden und im Süden von dem Rücken Dredschzüge ausführte und dabei eine „kalte Area“ am Meeresboden mit arktischen Tieren und eine „warme Area“ mit atlantischer Bodenfauna vorfand. Die Ursache dieses Verhältnisses wurde erst später durch die Untersuchungen der norwegischen Expedition des Vöringen unter Mohn und Sars bekannt, der wir die erste grundlegende Kenntnis der hydrographischen und faunistischen Verhältnisse des Nordmeeres verdanken.

Ein Blick auf die Oberflächenkarte Abb. 13 zeigt, daß das atlantische Wasser die mittlere Region im Nordmeer einnimmt. Im Westen davon findet man arktisches Wasser (einfach gestrichelt in der Karte) von geringerem Salzgehalt und niedriger Temperatur, umsäumt von den Treibeismassen des grönländischen Eisstromes. Östlich davon hat man ein breites Randgebiet längs der norwegischen Küste mit kontinentalem Randwasser (punktiert in der Karte).

Der folgende Querschnitt des Nordmeeres, ausgeführt von der norwegischen Kommission zwischen der Küste und dem Eisstrome nördlich von Jan Mayen, zeigt die Verteilung der drei genannten Wassersorten nach der Tiefe.

Diese Sektion zeigt, daß das Wasser des Nordmeeres geschichtet ist, und die Frage entsteht: Wie kommt diese Schichtung zustande? Die Frage ist leicht zu beantworten. Offenbar ist es hier nicht wie in der Ostsee der Salzgehalt, sondern die Temperatur, welche den Unterschied zwischen den Wasserlagern hervorgebracht hat. Die Frage sollte

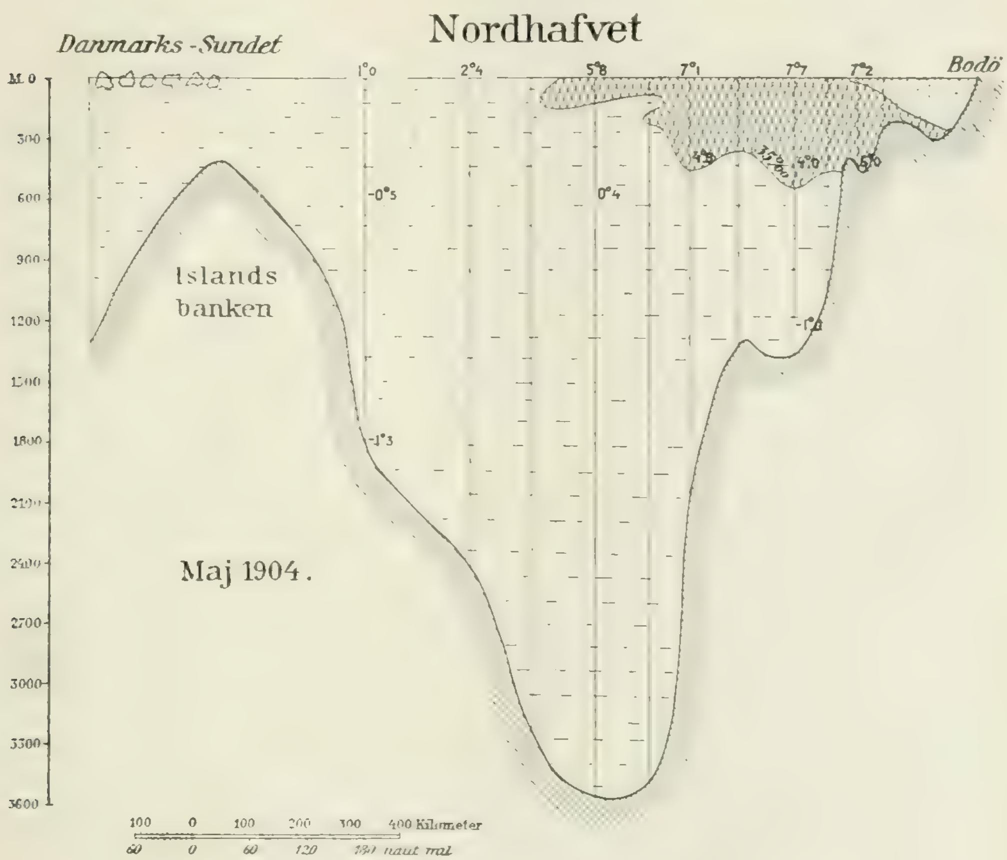


Abbildung 16. Norwegische Quersektion über das Nordmeer.

also so gestellt werden: wie wird das arktische Wasser, welches einen kleineren Salzgehalt (34,93 ‰) hat als das atlantische (über 35 ‰), so tief abgekühlt (bis zu — 1° C), daß es spezifisch schwerer wird als dieses und unter demselben eine mächtige Bodenschicht bilden kann?

Die Antwort lautet verschieden. Die Mehrzahl der Hydrographen, mit Nansen an ihrer Spitze, erklärt die Sache so, daß Oberflächenwasser irgendwo im Nordmeer oder im Polarbassin im Winter durch den Einfluß der kalten Luft bis auf — 1,3° C abgekühlt wird und zum Boden herabsinkt. Ich bestreite diese Hypothese aus dem Grunde, weil man nirgendswo an der Oberfläche des Polarmeeres Wasser von so tiefer Temperatur und zugleich von so hohem Salzgehalt findet wie das Bodenwasser des Nordmeeres. Es kann nicht direkt von der Oberfläche stammen, denn diese ist entweder mit Eis und wenig salzhaltigem Eisschmelzwasser bedeckt oder mit atlantischem Wasser, welches immer

eine Temperatur über 0° hat. Das ist wenigstens überall der Fall im Sommer. Wie es im Winter ist, kann man ja nicht wissen, da diese Gegenden zu dieser Jahreszeit nicht von Schiffen besegelt werden. Aber die rüstigen Norweger scheuen keine Mühe, wenn es gilt, eine Streitfrage zu entscheiden, und es gelang Nansen, seinen Landsmann Kapitän Roald Amundsen zu bewegen, eine Expedition zu der arktischen Seite des Nordmeeres und nach dem Barentsmeer mit einer kleinen Segelyacht im Frühjahr 1901 zu unternehmen.

Amundsen konnte jedoch nirgends Wasser von der Beschaffenheit des Bodenwassers an der Oberfläche finden. In einer ziemlich begrenzten Region, die ich in der Karte Abb. 12 nach Nansens Angaben stärker begrenzt habe (die Area bezeichnet mit A in der Figur) fand er ein Maximum der Dichte des arktischen Oberflächenwassers, welches doch nicht die Dichtigkeit des Tiefenwassers erreichte. Hier, meint Nansen, wäre es wahrscheinlich, daß in einigen Monaten, z. B. im März, wirklich ein Heruntersinken von Oberflächenwasser in die Tiefe unter dem Einfluß der niedrigen Wintertemperatur stattfindet.

Man muß bedenken, daß es hier nicht allein gilt, die Dichtigkeit des Tiefenwassers zu erklären, sondern auch die tiefe Temperatur und die Ventilation des Wassers. Bekanntlich absorbiert das Wasser die atmosphärischen Gase in von dem Druck und der Temperatur bestimmten Mengen. Der absorbierte Sauerstoff dient zur Erhaltung des Atmungsprozesses der Lebewesen der Meerestiefen und muß aus der Atmosphäre wieder ersetzt werden. Wäre die Ventilation des Tiefenwassers auf ein so kleines Gebiet im Meer und auf die kurze Zeit von einigen Monaten im Frühjahr beschränkt, wo dieses kleine Dachfenster des Ozeans offen stehen soll, so müßte man annehmen, daß die Wasserzirkulation in dem Polarmeer eine äußerst träge ist. Zu diesem Schluß kommt auch Nansen in seiner letzten hydrographischen Arbeit „Northern Waters“.

Nach meiner Ansicht wird die mächtige Tiefenschicht des Nordmeeres und des Polarbassins stetig erneut durch die Umwandlung, welche das atlantische Wasser beim Kontakt mit dem Eis erleidet. Ich behaupte sogar, daß das atlantische Wasser von dem Polareis zu diesen hohen Breiten herangezogen wird. Das folgende Experiment dient zur Erläuterung dieser Idee (Abbildung 17).

Ein Trog mit planparallelen Glaswänden, 1 Meter lang, 33 Zentimeter hoch und 3 Zentimeter breit, wird mit Meerwasser von 35 ‰ Salzgehalt gefüllt. Ungefähr in der Mitte setzt man eine Scheidewand, bestehend aus einer dicken Gummiplatte, welche genau abgeschliffen ist, so daß dieselbe sich an den Boden und an die Seitenwände des Troges anschließt. Diese Scheidewand reicht hinauf bis etwa 5 Zentimeter von der Ober-

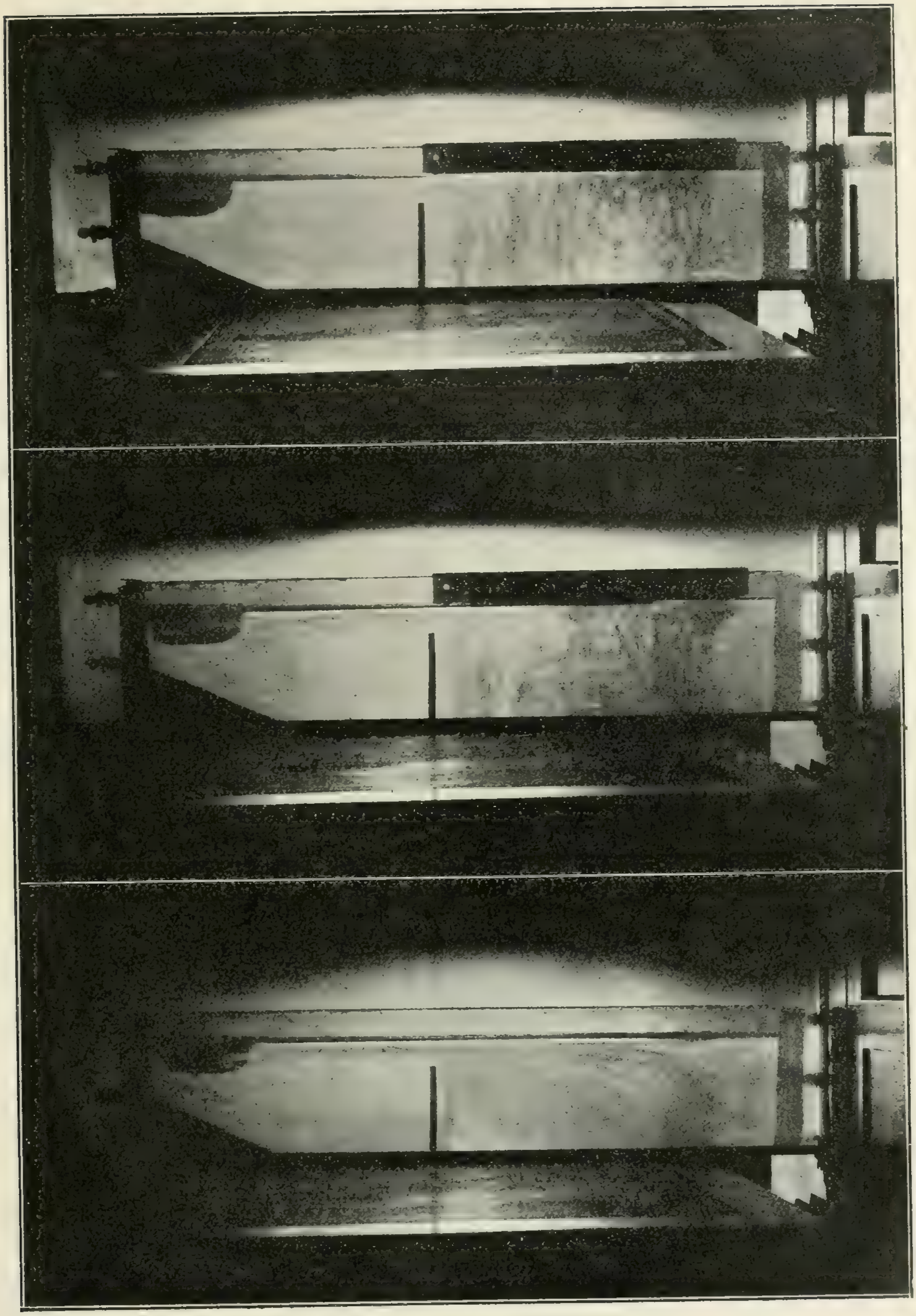


Abbildung 17.

fläche. Die größere Abteilung repräsentiert die atlantische Tiefmulde, die kleinere diejenige des Nordmeeres, die Scheidewand den Wyville Thomson- und Färö-Island-Rücken. Man färbt das Wasser in der größeren Abteilung rot durch Einhängen eines Stabes mit Tüll umwickelt, worin Kristalle von Kaliumpermanganat eingelegt sind. Dicht an der Wand der kleineren Abteilung wird vorsichtig ein aus einem Eisblock ausgeschnittenes parallelpipedisches Eisstück eingelegt. Das vordere Ende des Eisstückes kann etwa 30 Zentimeter von der Zwischenwand entfernt sein. Das Eis schmilzt allmählich in dem Meerwasser und das Schmelzwasser erscheint an der Oberfläche als eine keilförmige Wasserschicht. Das ist der Polarstrom. Wenn man ein Bild von dem Troge mittels einer dahinter gestellten elektrischen Bogenlampe auf einen durchsichtigen Papierschirm wirft, wird die lebhafte Bewegung des Wassers unter dem Eis auch sichtbar durch sog. Schlieren, welche von dem herabsinkenden abgekühlten Meerwasser herrühren. Dieses kalte und dichte Wasser strömt längs dem Boden des Troges gegen die Scheidewand und türmt sich vor derselben zu einem Hügel von Kaltwasser empor, welcher zuletzt einen Unterstrom über die Scheidewand in die andere Abteilung entsendet, wo das kalte Wasser sich als eine ungefärbte Bodenschicht unter dem stark gefärbten wärmeren „atlantischen" Wasser ansammelt.

Von dem Eis gehen also zwei verschiedene kalte Strömungen aus, ein Ober- und ein Unterstrom, und es werden immerfort neue Wasserpartikel an den Eisrand herangezogen, um die weggeführten zu ersetzen. Nach 10 Minuten hat sich diese Saugwirkung der Eisschmelze bis an das Wasser in der zweiten Abteilung des Troges erstreckt, und man beobachtet ein heftiges Zuströmen von „atlantischem" Wasser über die Scheidewand gegen das Eisstück. Das ist das Ebenbild des Atlantischen Stromes, der über den Wyville Thomson-Rücken und zum Teil auch über den Island-Färö-Rücken in das Nordmeer einströmt, herangezogen von der Eisschmelze in dem westlichen Teil dieses Meeres und in dem Polarbassin. Zunächst äußert sich seine Wirkung auf das Treibeis des Polarstromes zwischen Island, Jan Mayen und Grönland vor der nördlichen Mündung der Dänemarkstraße. Durch die monatlichen Eiskarten, welche vom dänischen Meteorologischen Institut ausgegeben werden, können wir uns eine Vorstellung von der Größe des Eisschmelzungsphänomens in dieser Region des Meeres machen.

Die folgenden Karten zeigen das Zurückweichen des Treibeisrandes in dem Meer zwischen Island und Jan Mayen von Mai bis Juli im Jahre 1896. (Abb. 18 u. 19.)

Eine Area von wenigstens 200 000 qkm im Meere wurde in diesen Monaten vom Treibeis befreit, was zum allerwesentlichsten Teil durch

die Einwirkung einer warmen Unterströmung von Osten oder Nordosten geschah, welche sich von der großen atlantischen Warmwasserschicht im östlichen Teil des Nordmeeres abzweigt und die aufeinander geschrobenen und gehäuften Treibeisstücke von unten angreift, gerade so,

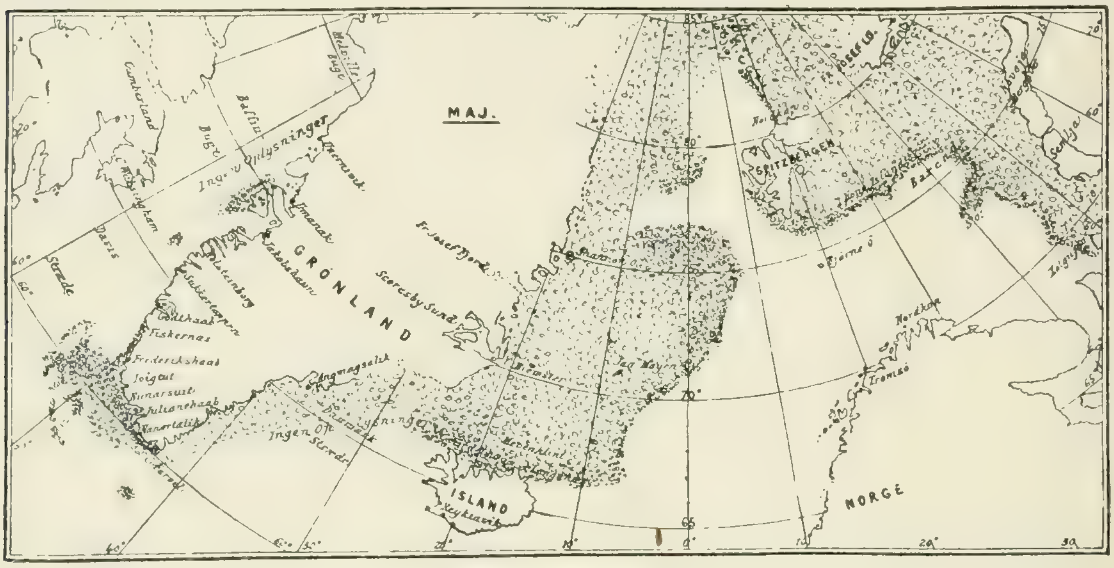


Abbildung 18.

wie es in unserem Experiment geschah. Die Existenz von solchen wärmeren Wasserschichten in einer gewissen Tiefe in dem Meer zwischen Island und Jan Mayen ist erwiesen durch die hydrographischen Lotungen der dänischen Ingolfexpedition im Jahre 1896 und ist geradezu typisch

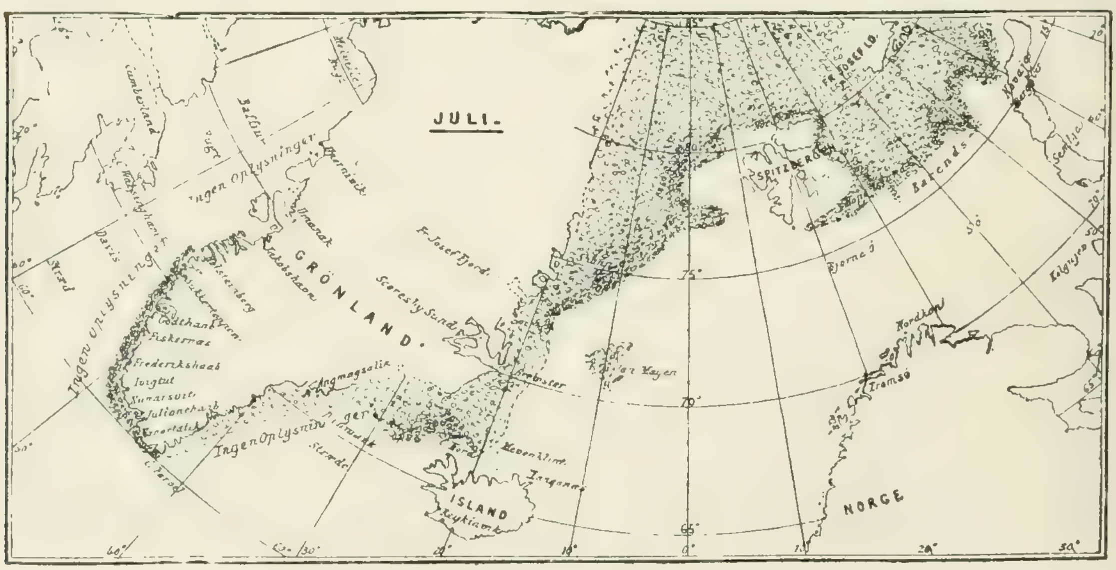


Abbildung 19.

für solche Regionen des Ozeans, wo arktische oder antarktische Treibeismassen vorkommen. Man findet nämlich in der Regel unter dem Eis und der Oberschicht, welche das Schmelzwasser enthält, zuerst ein Temperaturminimum, welches durch den Kontakt des Eises mit See-

wasser entstanden ist, und darunter ein Temperaturmaximum, welches dem warmen Unterstrom angehört. Das Minimum findet sich in jedem Meer gerade in der Tiefe, bis zu welcher die Eisschollen oder die Eisberge hinabreichen, in dem Meer zwischen Island und Jan Mayen in etwa 30 Meter, in dem Polarbassin in etwa 60 Meter und in dem Antarktischen Meer, wo die Eisberge 300 bis 500 Meter hineinragen, 200 bis 400 Meter unter der Oberfläche. Das Maximum gehört immer einem salzreicheren Wasserlager an, welches durch die Eisschmelze von mehr temperierten Gegenden herangezogen ist.

Temperaturvariationen ähnlich denjenigen, welche die Ingolfexpedition in dem ostisländischen Polarstrom beobachtete, würden wir in

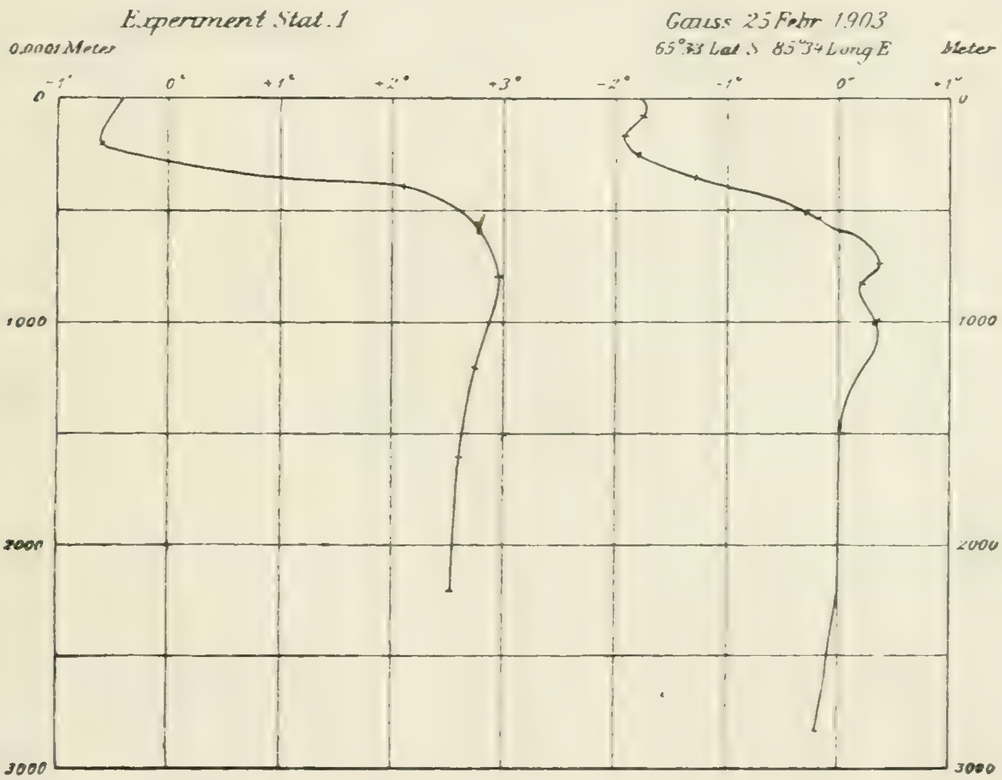


Abbildung 20.

unserem Eisschmelzungsexperiment finden, wenn wir ein feines Thermometer senkrecht einsenkten zu verschiedenen Tiefen in dem Trog etwa 5 bis 10 Zentimeter vor dem Eisstück.

Abbildung 20 zeigt das Resultat eines solchen Experimentes, welches in einem größeren Trog gemacht wurde durch Eintauchen eines Thermometers zu 24 Zentimeter Tiefe. Zum Vergleich ist eine Temperaturkurve daneben gezeichnet, genommen von der Gaußexpedition im Antarktischen Eismeer. Die Übereinstimmung der beiden Temperaturkurven miteinander und mit derjenigen der Ingolfexpedition ist bemerkenswert. Der Unterschied ist nur, daß die Tiefen in der Lotung am Bord des

Gauß in Metern und in dem Experiment in dem Trog in Zehntausendsteln eines Meters gerechnet sind.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß Eis, welches im Meerwasser schwimmt, das Vermögen hat, Unterströme von wärmerem Wasser aus anderen Gegegenden herbeizuziehen. So erklärt sich der schon erwähnte Befund von Ryder, welcher überall an der grönländischen Küstenbank in einer gewissen Tiefe Wasser von höherem Salzgehalt und Temperaturen über o^0 unter dem arktischen Eisstrom antraf, so erkläre ich auch A. Hambergs Wahrnehmung, daß der Polarstrom nach seinem Austritt aus der Dänemarkstraße auf einer Unterlage von warmem atlantischen Wasser von 3 bis 4^0 C. Temperatur dahinfließt.



Abbildung 21. Querschnitt des Grönländischen Polarstromes nach H. Hamberg.

So erkläre ich schließlich die Existenz des nördlichen Ausläufers des Atlantischen Stromes, welchen Nansen als Unterstrom mit einer Temperatur von + 1^0 in der hohen Breite von 84^0 N. in 150 Meter Tiefe unter der eisbedeckten Oberfläche des Polarbassins entdeckte. Diese warme Wasserschicht muß aus temperierten Gegenden des Atlantischen Ozeans, mehrere Tausend Meilen entfernt von dem Polarbassin, dorthin geführt sein, um an der Eisschmelze teilzunehmen. Es gibt keine andere Möglichkeit. Allerdings erklären Meteorologen und Hydrographen einstimmig, daß der Atlantische Strom ein T r i f t s t r o m ist, welcher von den vorherrschenden westlichen Winden nach den Küsten von Nord-

Europa und über die unterseeischen Schwellen zwischen Island und Schottland in das Nordmeer hineingeführt wird. Diese Erklärung könnte gelten für diejenige Wegstrecke, wo das Atlantische Wasser wirklich dem Einfluß des Windes ausgesetzt ist, d. h. bis zu etwa 76^0 N. Lat., wo es von der Oberfläche verschwindet, aber wie will man von Seite der herrschenden sog. Windtheorie erklären, daß der Atlantische Strom auch nachher seinen Weg als Unterstrom fortsetzt und zwischen Grönland und Spitzbergen in das Polarbassin bis zu den Sibirischen Inseln eindringt?

Und wie erklärt man, daß es im Stillen Ozean, wo alle hydrographischen Verhältnisse sich in weit größerem Maßstabe abspielen, als in dem Atlantischen Ozean, keine analoge Triftströmung gibt, welche im entferntesten mit derjenigen des Nordmeeres verglichen werden kann? Von dem Standpunkt der Eisschmelzungstheorie ist die Frage folgendermaßen zu beantworten: wäre die Behringstraße 150 Meilen breit statt 45 und 1000 Meter tief statt 60, so würde eine kräftige „Trift"-Strömung sich von dem Golfstrom des Stillen Meeres, dem Kuro Siwo, in nördlicher Richtung abzweigen und das Behringmeer durchfließend in das Polarbassin eindringen. Die Aleutischen Inseln und Alaska würden alsdann ein ähnliches Klima wie die Scillyinseln und Norwegen haben. Es verhält sich in dem Ozean wie in unserem Experiment: die warmen Strömungen richten sich dorthin, wo sie ihren Wärmevorrat in Arbeit umsetzen können.

Betrachten wir den Vorgang näher, so finden wir nämlich, daß die Bewegung der drei Strömungen eine gewisse nicht unbeträchtliche Arbeitsleistung bedeutet. Wo kommt diese Energie her?

Die Oberfläche des Meeres hat die Tendenz, sich normal zu der Richtung der Schwerkraft, d. h. horizontal zu stellen. Unser Eisstück ist niedergesenkt in dem Wasser und macht eine Depression darin, d. h. deformiert die Oberfläche des Wassers. Sobald das Eis flüssig wird, ebnet sich diese Vertiefung in dem Wasserspiegel wieder aus. Das Schmelzwasser wird von den hydrostatischen Druckkräften gehoben und breitet sich über die Oberfläche aus. Das ist eine Arbeitsleistung, welche nur bei der Eisschmelze im Meer vorkommt, und kann als ein „Wasserfall von unten nach oben" bezeichnet werden. Je tiefer ein Eisstück in das Wasser hineinragt und je größer der Unterschied der Dichte des Meereswassers und des Schmelzwassers ist, um so größer ist die Arbeitsleistung. In Arbeitseinheiten, d. h. in Kilogrammetern, läßt sich dieselbe berechnen nach der Formel

$$\lambda = 0.01391 \; l$$

wo l die Höhe des eingesenkten Teils des Eisstücks bedeutet, und

λ die Arbeit in Kilogrammetern, welche beim Schmelzen eines Kilogramms Eis in Meerwasser verrichtet wird.

Die Eisschmelze findet hauptsächlich statt an der unteren Seite der Eisstücke und da die Arbeit proportional ist der Tiefe „l" des eingesenkten Teils des Eisstückes, ist es einleuchtend, daß im offenen Meer und in den Fjorden alle möglichen Abstufungen des Phänomens vorkommen müssen. In Binnenseen schmilzt das Eis ohne Strömungen zu verursachen. In arktischen Fjorden, wo im Lauf des Winters die Eisdecke um mehrere Dezimeter zuwächst und der Zutritt von Unterströmen von warmem Wasser aus dem Ozean nur zeitweise erfolgt, wird auch die Eisschmelze ein außerordentlich langsamer Prozeß. Dort wo zusammengeschobene Eisschollen oder Eisberge tief in das salzige Wasser hineinragen, wo also l beträchtlich ist, entsteht eine heftige Eisschmelze und die Arbeitsleistung des hinaufsteigenden Schmelzwassers erreicht einen bedeutenden Wert.[1]) Solche Regionen im Meer sind Ausgangspunkte von kräftigen arktischen Strömungen und sind ausgezeichnet durch tief liegende und scharf ausgeprägte Minima und Maxima der Temperatur. In einem früheren Aufsatz habe ich die gesamte Arbeitsleistung der Eisschmelze zwischen Island und Jan Mayen berechnet, wo der Polarstrom vor dem Eintritt in den Dänemarksund sich verzweigt und einen Teil seiner Eisschollen nach Osten sendet, wo sie von Unterströmungen von atlantischem Wasser geschmolzen werden. Ich fand die Arbeitsenergie, welche durch die Eisschmelze in diesem Teil des Meeres entwickelt wird und die Treibkraft des ost-isländischen Polarstroms liefert, gleich der Arbeitsleistung eines Wasserfalls von mindestens 400 000 Pferdekräften.

Das ist aber nur die eine Seite des Phänomens. Ungefähr $^1/_{18}$ des zur Eisschmelze herangezogenen atlantischen Wassers mischt sich mit dem Schmelzwasser und fließt ab mit dem Wasser des Polarstromes. Der größere Teil des atlantischen Wassers, etwa $^{17}/_{18}$, wird durch die Eisschmelze seines Wärmeüberschusses beraubt und sinkt unter. Da es dabei dichter und schwerer wird als das umgebende Wasser, so leistet auch dieser submarine „Wasserfall nach unten" Arbeit, welche zur Bewegung der Unterströme im Ozean dient. Es ist jene Bewegung, welche in unserem Experiment durch die Schlieren von abgekühltem Wasser sichtbar wurde, welche sich von der unteren Seite des Eisstückes abtrennten, und durch die Anhäufung von solchem Wasser an der Scheidewand. Diese hügelförmige Erhebung des kalten Bodenwassers dort, wo

[1]) Für einen antarktischen Eisberg, der 500 Meter ins Wasser eintaucht, berechnet sich die Arbeitsleistung des hinaufsteigenden Wassers für jedes Kilogramm geschmolzenen Eises zu 7 Meterkilogramm.

eine Küste oder eine unterseeische Bank ein Hindernis gegen das Vordringen des Tiefenwassers setzt, ist eben ein Zeichen und ein Beweis dafür, daß eine Arbeitsleistung mit der Eisschmelze verbunden ist, welche auch die tiefsten Wasserlager des Meeres in Bewegung setzt. So z. B. staut sich das Tiefenwasser gegen die unterseeischen Bänke, welche das Nordmeer im Süden begrenzen, nämlich die Wyville Thomson- und die Färö-Shetland-Bank auf, und zwar unter dem Druck der von Norden und Osten hervordringenden kalten Wassermassen, welche durch die Eisschmelze im Polarbassin und in dem grönländischen Polarstrom entstehen. Dieser Aufstau erreicht eben die Höhe, daß das Gewicht der kalten Wassersäule Gleichgewicht hält gegen den Druck, welchen das andringende Tiefenwasser ausübt. Gegen die Nordseite der Island-Färö-Bänke wirkt

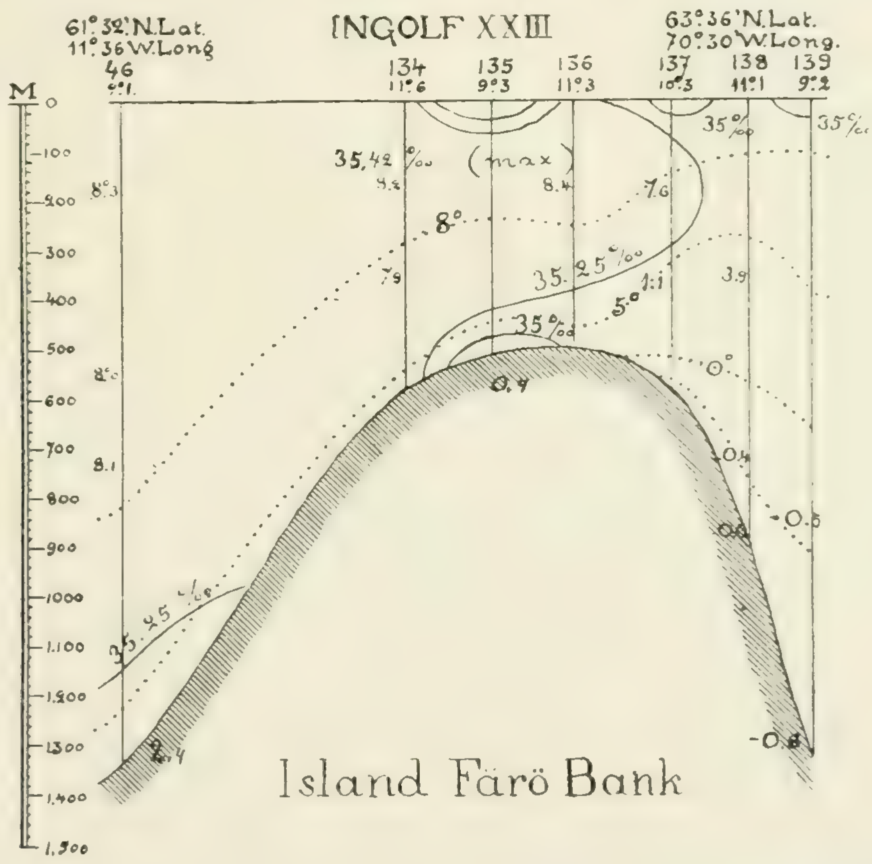


Abbildung 22. Querschnitt der dänischen Ingolf-Expedition über die Island-Färö-Bänke.

dieser Aufstau so kräftig, daß das kalte Bodenwasser sich wie ein mächtiger Wall auftürmt und dem Andrang des Atlantischen Stromes entgegenwirkt, so daß derselbe eine östlichere Einfallspforte in das Nordmeer, nämlich die Straße zwischen Schottland und den Färöern aufsuchen muß. Man nimmt gewöhnlich an, daß die Ablenkung des Atlantischen Stromes vor der Island-Färö-Bank eine Wirkung des ostisländischen Polarstromes ist, welcher längs dem nördlichen Rand der Bank gegen SO fließt. Diese Erklärung muß als unzureichend be-

trachtet werden, denn das atlantische Wasser würde leicht unterhalb der Gewässer des Polarstromes seinen Weg über die 450—500 Meter tiefen unterseeischen Rücken finden, wenn nicht das von unten sich auftürmende kalte Wasser ihm den Weg versperrte, wie die umstehende hydrographische Quersektion über diese Bank, die 1896 von der dänischen Ingolfexpedition gewonnen wurde, zeigt. (Abbildung 22.)

In den letzten Jahren sind durch die dänische Kommission der Internationalen Meeresuntersuchung solche Sektionen über die Färö-Island-Bänke dreimal genommen worden. In allen findet man dieselbe charakteristische Lage der Isohalinen und Isothermen des warmen und des kalten Wassers wieder und mit noch größerer Schärfe und Feinheit der Details als in der ersten hier angeführten Sektion. Sie zeigen, daß das kalte Wasser durch die tiefsten Rinnen im Färö-Island-Rücken einen Abfluß findet in die nördlichste Tiefmulde des Nordatlantischen Ozeans, welcher in der Bodentemperatur seines östlichen Teiles deutlich den Einfluß dieses „unterseeischen Wasserfalles" aus der Eismeertiefe erkennen läßt.

Und es ist wohl zu bemerken, daß dieses arktische Tiefenwasser nichts anderes ist als atlantisches Wasser, welches durch Teilnahme an dem Eisschmelzungsprozeß seinen ursprünglichen Wärmegrad verloren und sich in arktisches Tiefwasser verwandelt hat. Da dieser Prozeß seit Jahrtausenden im Gang ist, muß sich hier ebensowohl wie in der Ostsee ein stationärer Gleichgewichtszustand sowohl hinsichtlich der Wasserbewegung als des Wärmeaustausches im Meer ausgebildet haben. Die Bedingung dieses Gleichgewichtszustandes ist hinsichtlich der Wasserzirkulation, daß ebensoviel Wasser durch den Atlantischen Strom und durch die Flüsse und Gletscher der umgebenden Kontinente den Polarmeeren zugeführt wird, als mit dem Polarstrom und durch die unterseeischen Wasserfälle über die Bänke wieder abfließt. Der bestehende Gleichgewichtszustand im Wärmeaustausch macht sich durch die uniforme niedrige Temperatur des Bodenwassers kund, welches in 3000 Meter Tiefe in den nördlichen Tiefmulden des Nordmeeres die niedrige Temperatur $-1{,}3^0$ C erreicht.

Da man weiß, daß $-1{,}9^0$ C die Gleichgewichtstemperatur zwischen Eis und atlantischem Meerwasser darstellt, ist es einleuchtend, daß der warme Atlantische Strom in dem Nordmeer das Übergewicht hat über den Einfluß des Eises, so daß nicht alles Wasser, welches von Süden her in das Nordmeer hineinströmt, mit dem darin aufgespeicherten Wärmevorrat bei der Eisschmelze in diesem Meer verbraucht wird. Wäre das der Fall, so müßte die Temperatur des unter dem Eis hinabsinkenden Wassers $-1{,}9^0$ C. sein, und würde dieser Gleichgewichtspunkt einmal er-

reicht, so würde die Eisdecke unbegrenzt wachsen und sich gegen die norwegische Küste ausbreiten, was auf das Klima von Nordeuropa einen verhängnisvollen Einfluß ausüben würde. Der Unterschied ist nicht groß und beträgt kaum mehr als einen halben Grad, aber er verdient unsere Aufmerksamkeit in hohem Grade, weil wir hoffen können, durch genaue Messungen desselben von Zeit zu Zeit etwaigen Klimaschwankungen von langer Periode auf die Spur zu kommen. Daß dieses schwere und kalte Bodenwasser des Nordmeeres und des Polarbassins wirklich ein Umwandlungsprodukt von atlantischem Wasser ist, welches im Kontakt mit dem Meereis sich in arktisches Bodenwasser umgewandelt hat, kann man nunmehr kaum bezweifeln, nachdem die chemische Untersuchung von Schetelig und Jacobsen gezeigt hat, daß in solchem Wasser der Chlorgehalt etwas kleiner ist im Verhältnis zu dem Schwefelsäuregehalt als in gewöhnlichem Meerwasser (z. B. in dem Wasser des Atlantischen Stromes). Dieses kleine Defizit an Halogenen und der Überschuß an Sulfaten stammt von einer Beimischung von Schmelzwasser aus dem Meereseis. Ich hatte schon vor 25 Jahren gefunden, daß beim Ausfrieren von Eis aus Meerwasser eine Trennung der Komponenten des Salzes erfolgt, indem die Chloride überwiegend in der Mutterlauge bleiben, während die Sulfate vom Eis zurückgehalten werden. Meereseis und das Schmelzwasser davon ist also relativ reicher an Sulfaten als Meerwasser. Das Defizit an Halogenen im Bodenwasser des Nordmeeres ist wie schon gesagt sehr klein, nur etwa 26 Millionstel, jedoch vollkommen konstatierbar durch die verfeinerten analytischen Methoden für die Untersuchung des Meerwassers, welche eine von der Internationalen Meeresforschung niedergesetzte Kommission mit M. Knudsen an der Spitze ausgearbeitet hat.

Die beiden übrigen Regionen im Meer, wo eine Eisschmelzung in großem Maßstab stattfindet, nämlich die Gegend im Osten von Neufundland, wo der Labradorstrom seine Eisschollen und Eisberge zum Kampf mit dem Golfstrom führt, und das Antarktische Eismeer, sind lange nicht so wohl untersucht als das Nordmeer. Die hydrographische Forschung hat hier viel versäumt und hat vieles nachzuholen. Zwar ist die Eisführung des Labradorstromes zufolge ihrer großen Bedeutung für die Schiffahrt Gegenstand der Aufmerksamkeit von seiten des Englischen Hydrographischen Amtes und der Deutschen Seewarte, und das Vorkommen von Eisbergen sowie auch die Variationen in der Oberflächentemperatur des Meeres in der Umgebung der Neufundlandbänke und längs der großen Dampferroute von dem Kanal bis Newyork wird genau registriert und hat schon in den Händen von G. Schott wichtige Resultate

geliefert. Die Schwankungen in dieser Eistrift von Jahr zu Jahr sind von Brennecke und Mecking zusammengestellt worden, und zwar haben diese Meteorologen nach dem Vorgang von W. Meinhardus sich bemüht, den Zusammenhang dieser Variationen mit denjenigen des Luftdruckes und der Windrichtung auf dem nordatlantischen Gebiet aufzufinden. Aber die eigentliche hydrographische Untersuchung durch Quersektionen über den Golfstrom und den Labradorstrom und Lotungen im Verein mit Strommessungen in den beiden Meeresströmen und auf der Neufundlandbank fehlen noch. Man weiß, daß die Eisschmelzung vor Neufundland ein periodisches Phänomen ist, welches gewöhnlich in April—Mai sein Maximum erreicht. G. Ekman, Cleve und ich haben die Wirkung dieser jährlichen Periode auf die Temperatur, den Salzgehalt und das Plankton des Oberflächenwassers im Jahre 1898 bis 1899 studiert, wie N. H. Dickson schon früher im Jahre 1896 u. 1897.

Es hat sich herausgestellt, daß es große jährliche Veränderungen in der Golfstromzirkulation und im Atlantischen Strom gibt und daß diese Periodizität nicht nur die Oberfläche des Ozeans, sondern auch die tieferen Wasserschichten trifft. Nach G. Ekman und mir zeigt der Atlantische Strom auch in den höchsten Breiten jährlich eine Ebbe- und Flutperiode, welche ihren Einfluß bis zu den entferntesten Verzweigungen des nordatlantischen Gebietes und sogar in die Ostsee erstreckt und für die Existenz der Lebewesen des Meeres, des Planktons ebensowohl wie der Fische, maßgebend ist.

Die unperiodischen Schwankungen der Temperatur des Oberflächenwassers von Jahr zu Jahr stehen nach dem, was ich durch Vergleich von Observationen von 1874 bis 1905 gefunden habe, in nahem Zusammenhang mit der mittleren Lufttemperatur des Winters und der Entwicklung der Vegetation im Frühjahr in Skandinavien, ein Verhältnis, das nach Meinhardus auch für Deutschland und Mitteleuropa zutrifft. Alle diese Wahrnehmungen geben uns ein großartiges aber lückenhaftes Bild von dem nahen Zusammenhang der hydrographischen und meteorologischen Verhältnisse und geben sowohl dem Hydrographen als dem Meteorologen einen Hinweis auf die Notwendigkeit, die Quellen des Atlantischen Stromes, d. h. die Golfstromzirkulation und den großen Knotenpunkt dieser Zirkulation bei der Begegnung des Golfstromes und des Labradorstromes zu studieren. Durch Oberflächenobservationen allein werden wir niemals zur Klarheit kommen in diesen Fragen, man muß auch die Verhältnisse in der Tiefe des Meeres untersuchen.

Es ist klar, daß im Südosten von Neufundland große Massen von Golfstromwasser nach dem Kontakt mit dem Eise untersinken müssen, und es gibt gewisse Phänomene, z. B. den Auftrieb von kaltem Wasser

aus der Tiefe sowohl an der amerikanischen als an der afrikanischen Küste und vor der Azorenbank, welche damit im Zusammenhang stehen können und gleichfalls eine markierte jährliche Periodizität zeigen, aber dieser Zusammenhang ist noch unsicher und unklar.[1])

Der hydrographische Zustand im südlichen Teil des Atlantischen und Indischen Ozeans ist ebenfalls unvollständig bekannt. G. Schott hat in seiner Darstellung der Ozeanographie und maritimen Meteorologie der Valdiviaexpedition die Resultate der vorhandenen Tieflotungen zu einem Gesamtbild zusammengestellt. In den folgenden Figuren werden

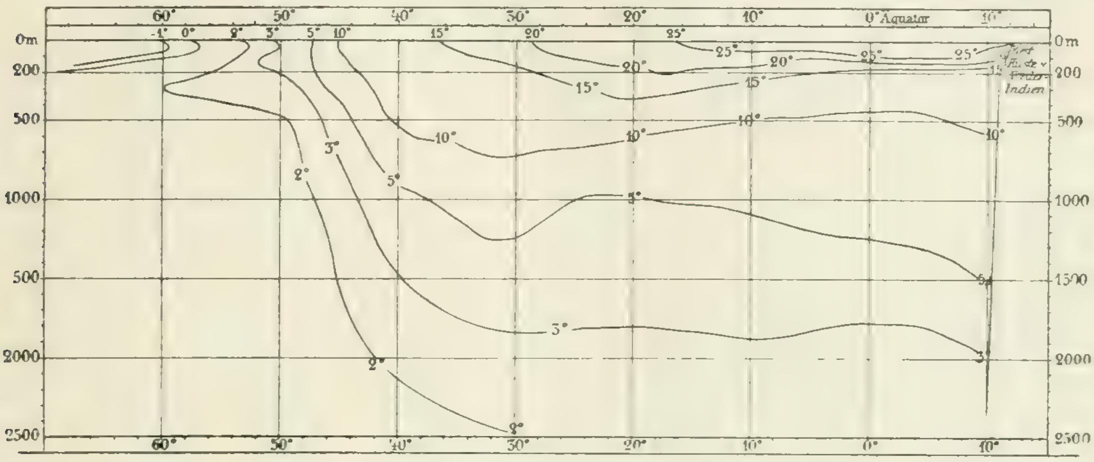


Abbildung 23. Längsprofil durch den Indischen Ozean auf 55° bzw. 75° Ö. Länge von 70° S. Lat. (von G. Schott).

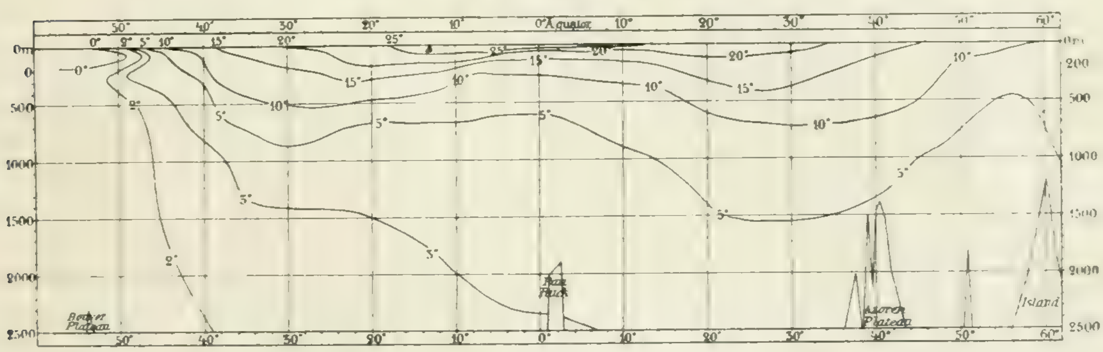


Abbildung 24. Längsprofil durch den Atlantischen Ozean auf 7 bis 8° Ö. Länge bzw. 30° W. Länge (von G. Schott).

nach seinen Angaben 2 Längssektionen, die eine durch den Atlantischen Ozean längs dem 30., beziehungsweise dem 0 Meridian; die zweite durch den Indischen Ozean längs dem 75. Meridian von der Indischen Küste bis zum antarktischen Eisrand in vereinfachter Form wiedergegeben.

Das Charakteristische für diese beiden Diagramme ist die Erhebung der Isothermen unter dem Äquator und die eigentümlichen Ausbuchtungen

[1]) Die Möglichkeiten, welche hier vorliegen, habe ich erörtert in einer früheren Arbeit: Über die Wahrscheinlichkeit von periodischen und unperiodischen Schwankungen in dem Atlantischen Strome I und II in Heft 2 der Schriften der Schwedischen Hydrographisch-Biologischen Kommission, Stockholm 1906, in Kommission bei J. Springer in Berlin.

derselben Isothermen in der Nachbarschaft des antarktischen Eisrandes. Beide Phänomene sind Folgen der Eisschmelzung im antarktischen Meer und zeigen an, daß auch in den offenen Ozeanen das Wasser geschichtet ist, und daß die Wasserschichten einen stationären Bewegungszustand angenommen haben. Diesen Zustand kann man in jedem Detail durch einfache Experimente mit Eis und Meerwasser in einem Troge, wie der in Fig. 17 angewandte, leicht reproduzieren.

Erstes Experiment. Man fülle den Trog mit Meerwasser, nehme die Gummiplatte, welche als Scheidewand in dem vorigen Experiment fungierte, weg und lege ein Eisstück an das eine Ende des Troges ins Wasser hinein. Man zerreibt Kristalle von Malachitgrün oder von Permanganat mit etwas Talk in einem Mörser und streut kleine Mengen davon auf die Oberfläche des Wassers im Trog. Es entstehen grün oder rot gefärbte vertikale Streifen im Wasser, welche sich bald unter der Einwirkung der von der Eisschmelze hervorgebrachten Strömungen deformieren und dabei die charakteristische Form der Isothermen in dem Längsdurchschnitt Schotts durch den Indischen Ozean annehmen. (Abb. 23.) In der Nähe des Eises erstrecken sich Zungen von warmem Wasser gegen die Unterkante des Eisstückes und vor der entgegengesetzten Wand des Troges türmt sich ein Hügel von kaltem Bodenwasser auf, ähnlich wie in dem früheren Experiment (Abb. 17 S. 32) vor der Scheidewand, welche die Island-Färö-Bank darstellte, oder wie der Aufstau von kaltem Bodenwasser vor der Indischen Küstenbank in G. Schotts Längssektion. Dieser Aufstau repräsentiert die Reaktionswirkung gegen den Andrang der bei der Eisschmelzung im Antarktischen Meer niedersinkenden kalten Wassermassen. Sobald die Eisschmelze aufhört, sinkt der Kaltwasserhügel auf sein gewöhnliches Niveau zurück.

Zweites Experiment: Man fülle wieder den Trog mit Meerwasser und lege statt eines Eisstückes zwei hinein, eins an jedem Ende des Troges. Man erhält dann einen kalten Wasserhügel in der Mitte des Troges, wo die beiden kalten Wasserströme sich begegnen, von ähnlicher Kontur wie die Erhebung der Isothermen unter dem Äquator in G. Schotts Längssektion durch den Atlantischen Ozean. (Abb. 24.) In beiden Experimenten beobachtet man von den Eisstücken ausgehende Oberflächenströmungen, welche das Ebenbild des Polarstromes ausmachen.

Solche kalte Strömungen bestehen nicht nur an der Oberfläche und in den Bodenschichten, sondern auch in intermediären Tiefen. In der Abbildung 25, welche nach einem Trogexperiment gezeichnet wurde, sieht man mehrere solche Ausbuchtungen der Stromlinien, welche vom Eise ausgehen. Wir schließen daraus, daß es in den Ozeanen nicht nur arktische und

antarktische Polarströmungen an der Oberfläche gibt, sondern daß auch Verschiebungen von kalten und relativ ausgesüßten Wasserschichten in intermediären Tiefen von den großen Eisschmelzungsherden im Ozean zu niedrigeren Breiten stattfinden. Nur so kann man die von sämtlichen hydrographischen Expeditionen von

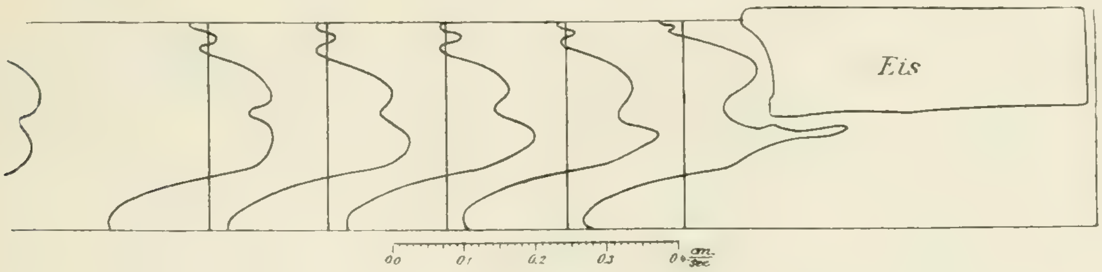


Abbildung 25. Stromlinien verursacht von einem schmelzenden Eisstück.

der Valdivia-, der Gauß- und der Planet-Expedition beobachteten Minima von Salzgehalt und Temperatur in etwa 400 Meter Tiefe im Ozean erklären.

Eine Frage ist noch zu erörtern: wo erfolgt das Aufsteigen des arktischen und antarktischen Bodenwassers zur Oberfläche im Ozean? Man wäre geneigt, zu glauben, daß dies gerade da, wo das kalte Wasser

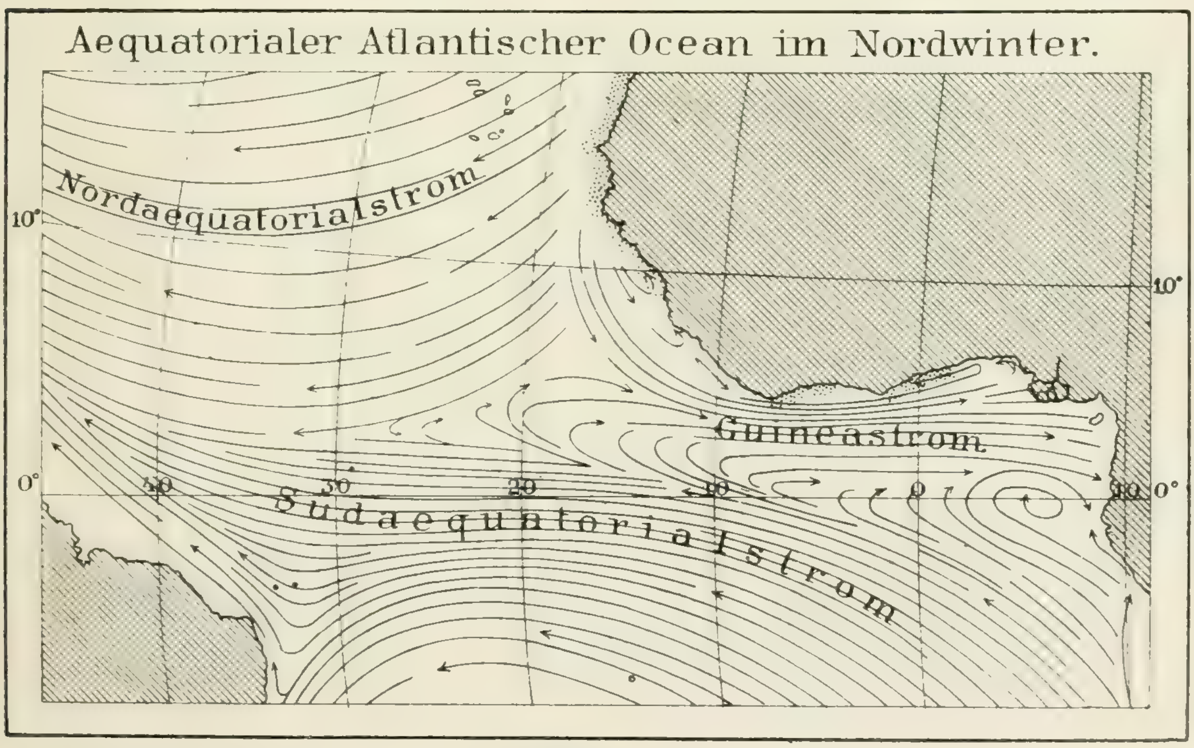


Abbildung 26.

sein höchstes Niveau erreichte, d. h. unter dem Äquator geschehen sollte und es sind in der Tat solche Hypothesen schon ausgesprochen worden. In den äquatorialen Regionen, z. B. in dem Guinea-Strom, findet man

in der Oberfläche ein Wasserlager mit sehr herabgesetztem Salzgehalt (34,8 ‰), welches beinahe mit dem ebenfalls herabgesetzten Salzgehalt des kalten antarktischen Tiefenwassers übereinstimmt. Es liegt nahe an der Hand zu schließen, daß das Tiefenwasser hier zur Oberfläche emporsteigt. Die Übereinstimmung im Salzgehalt ist jedoch trügerisch. Die

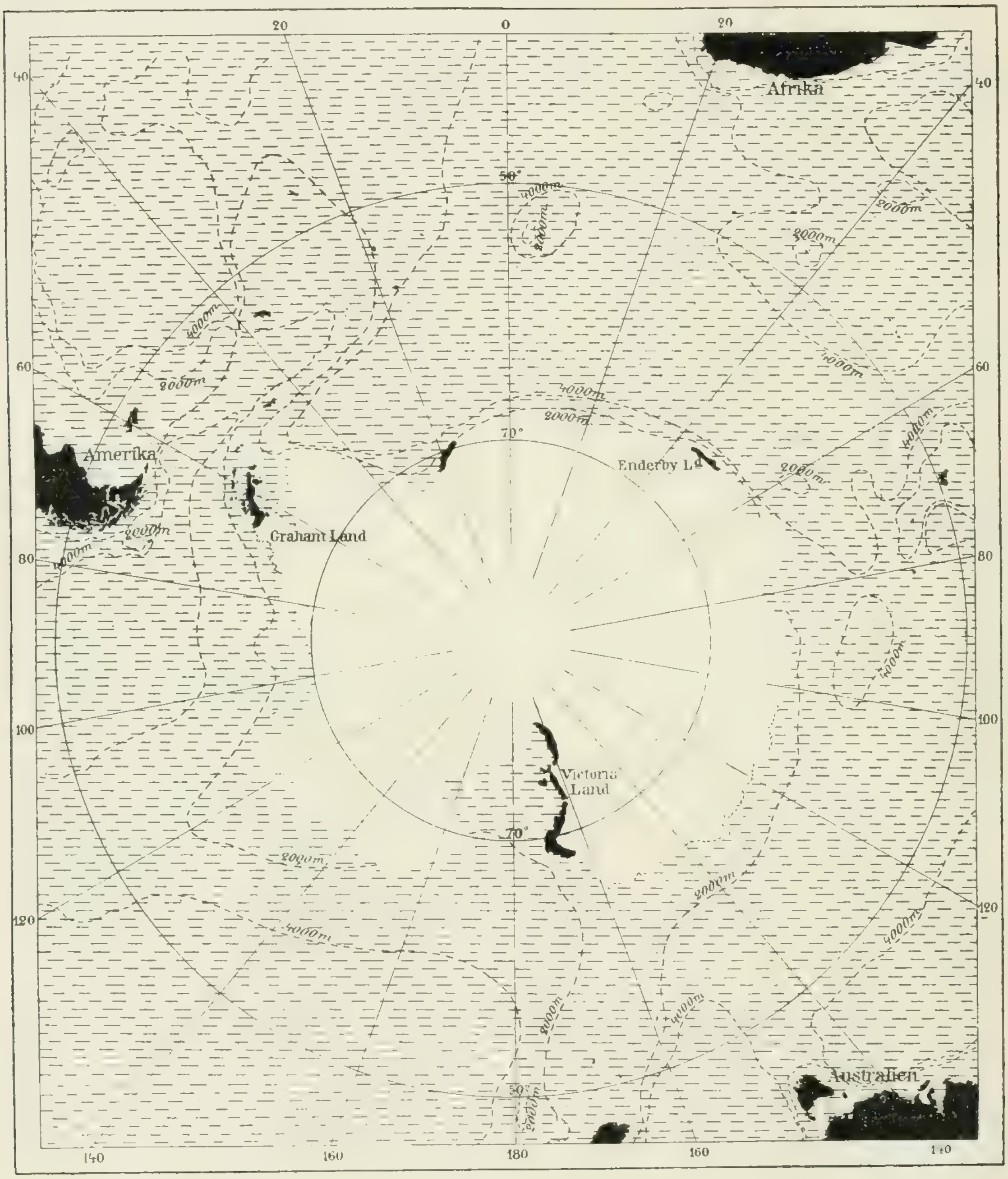


Abbildung 27.

Lotungen zeigen, daß zwischen dem warmen Oberflächenwasser des Guineastromes und dem kalten Tiefenwasser eine Schicht von ozeanischem Wasser von größerem Salzgehalt liegt. Das salzarme Oberflächenwasser des Guineastromes ist als kontinentales Küstenwasser aufzufassen, welches durch die eigentümlichen Strömungsverhältnisse in dem Winkel zwischen

den beiden Äquatorialströmungen weit hin nach der amerikanischen Seite mitgerissen wird. Ich habe in der schon erwähnten Abhandlung gezeigt, daß das Aufsteigen des Tiefenwassers hauptsächlich in den tropischen Regionen des Ozeans erfolgt. [1])

Von dem Festland des antarktischen Kontinents kennt man nur die drei hervorragenden Ecken, welche als Graham-Land, Enderby-Land und Victoria-Land bezeichnet sind. Diese nördlichen Spitzen des südpolaren Festlandes korrespondieren mit den südlichen Teilen von Amerika, Afrika und Australien. Zwischen diesen drei Ecken der Antarktis erstrecken sich große Eisbarrieren, welche in das offene Meer ausmünden. Jeder der drei Ozeane endigt im Süden in einer großen Bucht mit einer Eisbarriere von Gletschern, welche in direktem Kontakt mit dem Meerwasser stehen und zum Teil darauf fließen. Die englische Südpolarexpedition unter Scott, welcher zu dem höchsten bisher erreichten südlichen Breitegrad vordrang, fand, daß diese Gletscher sich unbegrenzt bis über den 80. Breitegrad ins Innere des antarktischen Festlandes erstrecken und daß sie wahrscheinlich auch in dieser Entfernung von der Küste in Meerwasser eintauchen, eine Entdeckung, welche, wenn sie sich bestätigt, wohl als das wichtigste Resultat der englischen Expedition zu betrachten ist. Von den Eisbarrieren trennen sich zeitweise große Eisfelder ab, welche als Eisberge in den drei Ozeanen auftreten und bisweilen in großen Scharen weit gegen Norden hervordringen. Man bezeichnet dies als „periods of outburst“ und der australische Meteorologe Russel hat für die letzte große Ausbruchsperiode einige Karten publiziert, welche ich hier umgearbeitet [2]) wiedergebe. Wenn man den Zustand von 1878, wo keine Eisberge von den Schiffsführern gemeldet wurden und die südliche Route nach Australien um das Kap herum frei von Eisbergen war, als den normalen betrachtet, so erscheinen die Eisverhältnisse von 1891 und den folgenden Jahren als eine Ausbruchsperiode ersten Ranges, welche 1895 und 1896 kulminierte und mit 1897 abnimmt. (Abb. 28 u. 29.)

Danach scheint ein neuer Ausbruch stattgefunden zu haben etwa 1903, wovon wir aber noch keine ausreichende Kenntnis haben.

Diese Kartenserie ladet zu einigen Erwägungen ein.

A. Erstens bemerkt man die Tendenz der Eisberge, sich in gewissen Regionen der Südsee zu großen Scharen anzuhäufen nämlich dort, wo die Tiefe relativ gering ist wie z. B. im Osten der Patagonischen

[1]) J. W. Sandström ist neulich durch eine Reihe von interessanten Experimenten zu derselben Ansicht gekommen. Ann. d. Hydrographie 1908. Heft 1.

[2]) Die Umarbeitung besteht einfach darin, daß Russel die Mercatorprojektion angewandt hat, welche für hydrographische Oberflächenkarten von größerem Umfang höchst unzweckmäßig ist; ich habe sie deshalb durch eine flächentreue Projektion ersetzt.

Küste, über den Untiefen in der Gegend der Crozetinseln usw. Dies kann zum Teil so erklärt werden, daß die antarktischen Eisberge schneller untergehen, wenn sie in tiefes Wasser kommen, wo die warmen Unterströme sie von unten angreifen. Ich habe früher die Aufmerksamkeit

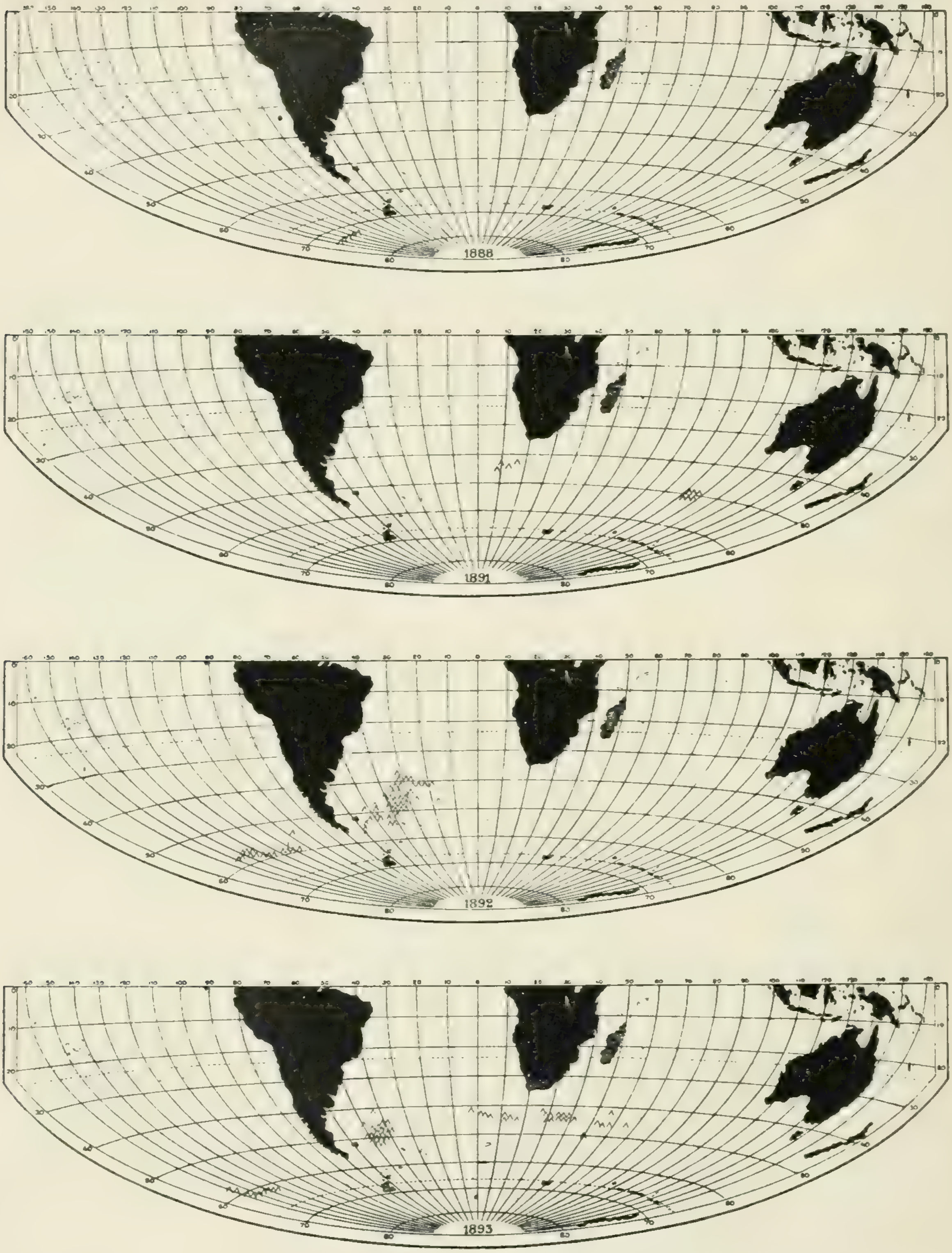


Abbildung 28.

darauf gerichtet, daß die warmen Unterströme im Meer immer über den tiefsten Talwegen des Meeres fließen, und daß im Gegenteil ein Eis-

strom nicht seinen Weg über ein tiefes Meeresgebiet nehmen kann, ohne durch Abschmelzen seiner Eismassen zersplittert zu werden. Der Labradorstrom verschwindet, sobald er die Bänke von Neufundland überschritten,

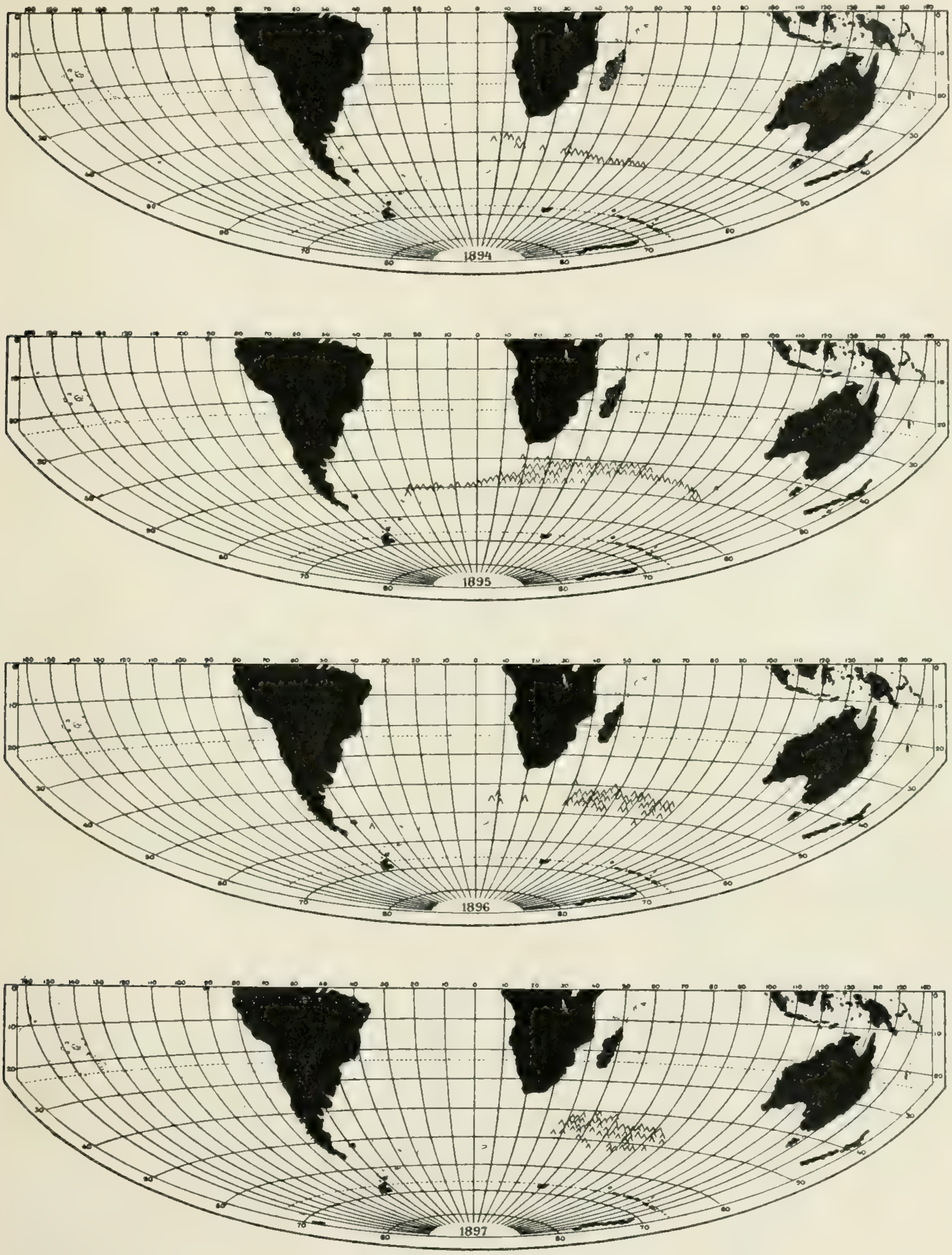


Abbildung 29.

der grönländische Eisstrom wird im Süden von Kap Farvel zersplittert und ebenso beim Überqueren des tiefen Teils der Hudson-Bai. Ein

ähnliches Schicksal lauert auf die antarktischen Eisberge, wenn sie in die tiefen Regionen des Ozeans hinaustreiben.

B. Zweitens ist es klar, daß in solchen Jahren, wo diese Scharen von Eisbergen weit gegen Norden vordringen und in dem warmen Wasser der Südäquatorialströmungen abschmelzen, die Oberfläche des Indischen Ozeans über weite Strecken mit kaltem Schmelzwasser bedeckt werden muß. Dieser Umstand muß auf die Abdampfung von der Meeresoberfläche Einfluß ausüben und dadurch auch auf die meteorologischen Verhältnisse derjenigen Länder, welche ihren Niederschlag oder ihre Bewässerung hauptsächlich von dem Indischen Ozean erhalten, wie Natal, Abessinien, Ägypten, Indien.[1]) Es ist gewiß mehr als ein Zufall, daß die große Periode des Ausbruchs des antarktischen Eises in dem letzten Jahrzehnt des vorigen Jahrhunderts begleitet war von außerordentlichen Störungen in den Niederschlagsverhältnissen Indiens und Afrikas. Ich erinnere daran, daß zwei von den schlimmsten „Hungerjahren" in Indien, nämlich eben 1895 und 1896, mit dem Maximum der Ausbruchperiode des antarktischen Eises (siehe die obenstehenden Karten) zusammenfallen.

Es gibt wohl gegenwärtig kein fruchtbareres Feld für die Erforschung des Zusammenhanges zwischen atmosphärischen und hydrographischen Phänomenen als den Indischen Ozean und seine Küstenländer. Dieser Ozean ist ringsum begrenzt von Kontinenten und Inselgruppen und offen nur gegen das antarktische Meer. Nirgendswo ist der Einfluß der Kontinente einerseits und des Meeres anderseits mehr ausgeprägt als hier und nirgendswo ist der Unterschied in Temperatur und Salzgehalt zwischen Ober- und Unterschicht und zwischen der westlichen und östlichen Hälfte des Ozeans größer, was natürlich auf die Zirkulation des Wassers sowohl im Ozean als in der Atmosphäre einwirkt. Nirgendswo kann man günstigere Bedingungen für eine kombinierte allseitige hydrographisch-meteorologische Untersuchung finden als in einem Meer, welches mit ozeanischen Inseln übersät und von Dampferwegen überquert ist und nirgendswo würde man würdigere wissenschaftliche und humanitäre Ziele für die Forschung finden können.

Die Eisschmelze im Ozean ist ein Glied des Kreisprozesses der Wärme auf Erden, und diese Seite des Vorganges tritt besonders hervor nachdem man die Arbeitsleistung, welche mit dem Schmelzen des Meereises verbunden ist, kennen gelernt hat. Niemand zweifelt wohl daran, daß die Zirkulation sowohl der Hydrosphäre als der Atmosphäre

[1]) Der berühmte englische Meteorologe Sir Elliot hat eine außerordentlich interessante Zusammenstellung der meteorologischen Verhältnisse auf diesem Gebiet gemacht.

durch eine Transformation der Sonnenwärme in Arbeitsenergie zustande kommt. Aber man faßt gegenwärtig ganz überwiegend die ozeanische Zirkulation als einen sekundären Prozeß auf, der durch die Bewegungen in der Atmosphäre unterhalten wird. Die Ansicht, zu der ich gekommen bin, ist, daß die ozeanische Wasserzirkulation im großen und ganzen ein selbständiger Kreisprozeß ist, welcher sich zwischen den tropischen und den arktischen und antarktischen Meeresregionen abspielt. Jene spielen dabei eine ähnliche Rolle wie die Kessel einer Dampfmaschine, wovon sowohl die Kondensatoren als die arbeitenden Teile in den arktischen und antarktischen Gegenden sich befinden. Jene Meere bilden nämlich die höhere Wärmequelle mit der Maximaltemperatur $T_, = 300^0$ in absolutem Maß (oder 27^0 C), diese die niedrigere Wärmequelle mit der absoluten Temperatur $T_{,,} = 271^0$ (ungefähr -2^0 C), und die Grenze für die Transformation der Sonnenwärme Q, welche von dem Wasser in den tropischen Meeren aufgenommen wird, ist, wie in jedem Kreisprozeß, durch die Quantität

$$Q \frac{T_, - T_{,,}}{T_,}$$

ausgedrückt. Der Maximaleffekt der Verwandlung der Sonnenwärme im Meere wäre demnach etwa 10 %. In welchem Grade diese Möglichkeit in der Natur realisiert wird, wissen wir nicht. Es ist nicht unmöglich, daß der Wärmehaushalt im Meer sich bei genauerem Studium mehr ökonomisch hinsichtlich der Arbeitsleistung herausstellt als man sich gegenwärtig vorstellt.

So viel ist gewiß, daß das Meer in sich Energiequellen und Kraftfelder einschließt, welche die Wasserzirkulation unterhalten. Ich habe gezeigt, daß ein solches Kraftfeld in der Ostsee existiert und daselbst eine wesentliche Rolle in dem Wasseraustausch mit dem Kattegat spielt. Es ist mit Hilfe der hydrodynamischen Theorie von W. Bjerknes leicht, auch für die Ozeane die in dem Wasser selbst vorhandenen Bewegungskräfte zu ermitteln, vorausgesetzt, daß man die nötigen hydrographischen Daten besitzt. Bjerknes' Schüler und Mitarbeiter J. W. Sandström hat auf meinen Antrag das Kraftfeld des Atlantischen Ozeans nach den hydrographischen Angaben von G. Schott für die in Abb. 24 dargestellte Längssektion ausgearbeitet. Solche Berechnungen geben unmittelbar die Richtung und Größe der wirksamen Kräfte aber nicht die Richtung und Geschwindigkeit der daraus hervorgehenden Wasserbewegungen, so lange wir nicht die Gegenkräfte der Friktion und den Einfluß der Erdrotation in die Rechnung einführen.

Die eigentliche Schwierigkeit dabei bietet die Friktion, deren Einfluß

durchaus nicht durch Bestimmung der sog. Friktionskonstante für die innere Reibung des Wassers zu erledigen ist. Alle Bewegungen des Wassers im Ozean sind Wirbelbewegungen und diese induzieren in den Grenzschichten andere größere und kleinere Wirbelbewegungen, welche

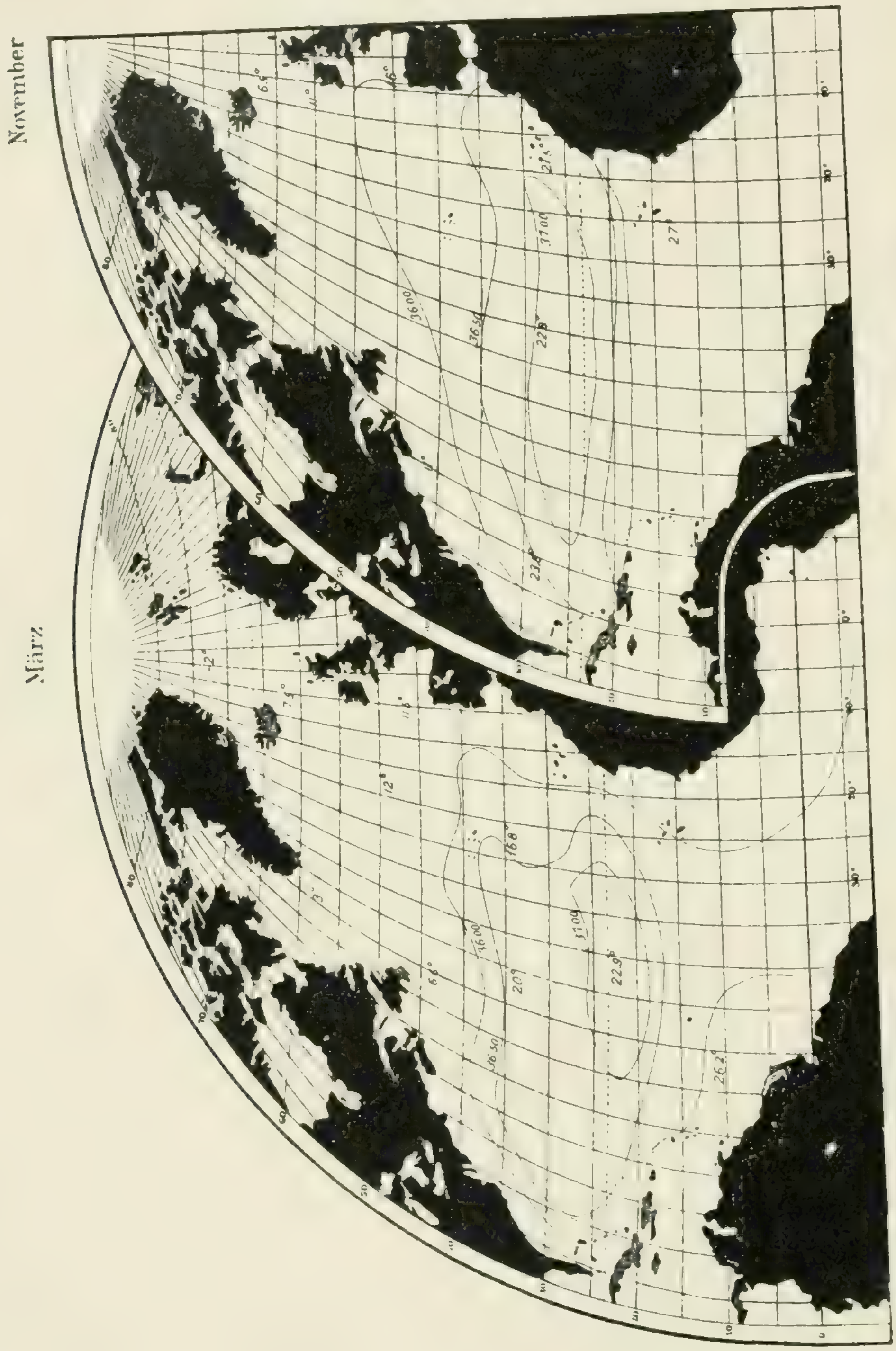


Abbildung 30. Oberflächenkarte des nördlichen Atlantischen Ozeans 1898.

hemmend auf die ursprüngliche Wasserbewegung einwirken. Dieser Einfluß scheint sich sowohl der Berechnung als der experimentellen Prüfung zu entziehen. Der einzige Ausweg ist, durch Studium der aktuellen Be-

wegungen im Meer mittelst Strommessungen auf empirischem Wege weitere Erfahrungen über die Größe und Bedeutung der Friktion zu gewinnen.

Faßt man die ozeanische Zirkulation als eine Wirkung der direkten Transformation von Wärme in mechanische Arbeit auf, welche durch einen Kreisprozeß vermittelt wird, worin die Eisschmelzung eine Rolle spielt, so muß man erwarten, daß eine jährliche Periodizität in dieser Zirkulation auftritt, weil die Eisschmelze selbst ein periodisches Phänomen ist. Diese Periodizität äußert sich teils durch Veränderungen in dem Zustand der Oberfläche des Meeres, welche sich durch Monatskarten über die Verteilung des Eises (siehe die Karten auf Seite 34) oder in der Temperatur und dem Salzgehalt des Wassers kund gibt, wie z. B. in der nebenstehenden Karte, welche nach G. Ekmans, Cleves und meiner eigenen Untersuchung für 1898 gezeichnet ist. (Abb. 30.)

Die Doppelkarte zeigt, daß die eigentliche Golfstromzirkulation der nördlichen Tropenregion, welche ungefähr mit der hydrographischen Grenze des Wassers von 36,5 $^0/_{00}$ aufhört, sich im Frühjahr (März) nicht weiter östlich als zu den Azoren erstreckt. Im Sommer und Herbst, wenn die Eisschmelze vor Neufundland vorüber ist, breitet dagegen diese Golfstromzirkulation ihre warmen Wasserlager mit ihrem charakteristischen Plankton[1]) in nordöstlicher Richtung gegen die afrikanische und europäische Küste aus (siehe die Lage der Isohalinen für 37 $^0/_{00}$, 36,5 $^0/_{00}$ und 36,0 $^0/_{00}$ in der Novemberkarte), wo das kalte Auftriebwasser zwischen Kap Bojador und Kap Vincent verschwindet. Damit beginnt auch die Anschwellungszeit des temperierten atlantischen Wassers in den nördlicheren Regionen des Atlantischen Ozeans. Es liegen monatliche Oberflächenkarten vor von den Jahren 1896—1899 die den Gang dieses Phänomens darlegen, welches ohne Zweifel auf den hydrographischen Zustand des Mittelmeeres, des Skagerak und der Ostsee, und auf die jährlichen Variationen in den Fischereien der atlantischen Küstenländer Europas Einfluß ausübt (z. B. auf den Fang der Sardinen, der Heringe usw.).

Diese Küstenländer ebenso wie die ozeanischen Inseln sind nämlich umgeben von einem leichteren Mischwasser oder sog. k o n t i n e n t a l e n R a n d w a s s e r, welches durch Vermischung von Flußwasser mit Ozeanwasser entstanden ist und seine eigene, später zu beschreibende Zirkulation hat. Dieses Küsten- oder Rand-Wasser unterliegt großen Variationen mit den Jahreszeiten hinsichtlich seiner Ausbreitung, seiner Temperatur und seines Planktons. Sämtliche Fischereien Europas finden statt in dieser Randregion, wo die Nutzfische laichen.

---

[1]) Den sog. „Desmo-Plankton" Cleves.

Wie ist es möglich, daß die Eisschmelze vor Neufundland und im Australischen Meer ihren Einfluß ausüben kann an anderen Stellen im Ozean? Ich denke mir die Sache so: die niedersinkenden abgekühlten Wassermassen setzen die tieferen Wasserlagen in Bewegung, es entstehen kalte Unterströmungen, welche dort, wo sie gegeneinander oder gegen unterseeische Bänke stoßen, einen Auftrieb in der Gestalt eines Hügels von kaltem Wasser veranlassen, wie z. B. unter dem Äquator, vor der Azorenbank, an der Nordseite des Island-Färö-Rückens, usw. Die Erhebung eines solchen „Hügels" verursacht wiederum eine Bewegung in den oberen Schichten wie die folgende Figur schematisch zeigt. (Abb. 31.)

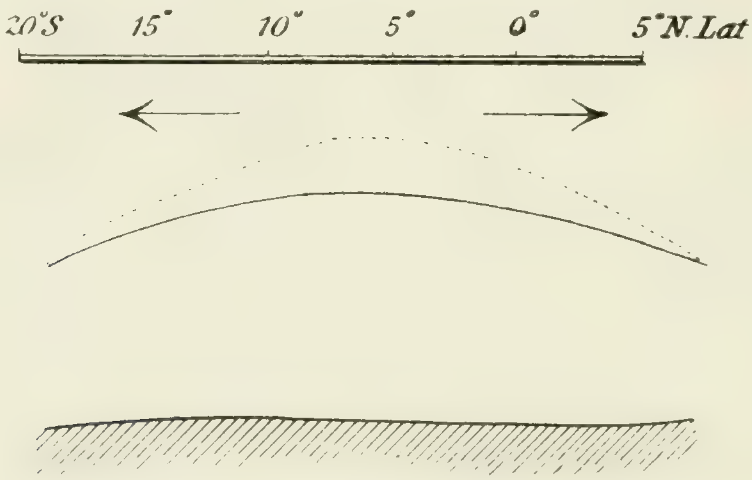


Abbildung 31.

Der Anstoß zu solchen Bewegungen pflanzt sich aber nicht fort mit der Geschwindigkeit der gewöhnlichen Meeresströmungen, sondern mit der Schnelligkeit einer schaukelnden Bewegung oder submarinen Welle.[1] Diese Geschwindigkeit ist sehr verschieden mit der Tiefe des Wassers, der Dichte und der Dimension der Wasserschichten. Ich habe den Gang einer solchen unterseeischen Welle im Kattegat zwischen den Leuchtschiffen von Skagen und Læsö Rende studiert, welche sich mit der berechneten Geschwindigkeit von 0.118 Meter pro Sekunde bewegt haben muß, weil sie in der Wirklichkeit 6 Tage brauchte um diese Distanz von 34 Seemeilen zurückzulegen. In dem Ozean, wo die Wassertiefe zu etwa 4000 Meter anzuschlagen ist, würde nach meinen Berechnungen eine solche Wellenbewegung in der Grenzschicht zwischen einem unteren Wasserlager von 3500 Meter Tiefe und einer Deckschicht von 700 Meter Dicke wenigstens 25 Tage brauchen, um von dem antarktischen Eisrand in 60 ^{0} Südl. Breite den Äquator zu erreichen. Solche Berechnungen haben

[1]) D. h. einer sog. Übertragungswelle, „onde solitaire" oder eines unterseeischen Flußgeschwelles. Siehe übrigens die auf Seite 47 in der Fußnote zitierte Arbeit.

den Zweck zu zeigen, daß die hydrographischen Veränderungen in unseren Meeren nicht als zufällige oder isolierte Phänomene aufgefaßt werden müssen, sondern Ausschläge von großen Bewegungsimpulsen in weit entfernten Gegenden des Weltmeeres sein können, welche — wie die Eisschmelze — sowohl periodischer als unperiodischer Natur sind. G. Ekman und ich haben in dem Tiefenwasser des Skagerak eine ausgeprägte jährliche periodische Veränderung konstatiert, welche ohne Zweifel auch auf die Zustandsveränderungen der Ostsee ihren Einfluß ausübt. Schon vorher, 1871, hatten die deutschen Biologen Heincke und Möbius die ersten Anzeichen einer jahreszeitlichen Periode in dem Tierleben des Kattegats gefunden, indem sie die seltenen Fischarten, welche dort nicht laichen sondern nur als Gäste auftreten, in zwei Gruppen einteilten, wovon die eine Gruppe, nämlich die der Nordfische, sämtlich nur in der ersten Jahreshälfte und die zweite, die Südfische, nur in der letzten Hälfte des Jahres erschienen. Der Grund dieser biologischen Periodizität wurde dargelegt durch die hydrographische Entdeckung, daß der Unterstrom im Kattegat während der erstgenannten Periode sog. nördliches Bankwasser aus dem Nordmeer und während der letzteren südliches Bankwasser aus der Nordsee führt.

Die sechsjährige internationale Untersuchung hat — wie ich anderswo gezeigt habe — eine Fülle von Beweisen für die Existenz einer jährlichen hydrographischen Periode in unseren Meeren gebracht, aber sie hat zugleich gezeigt, daß neben derselben gewaltige Einflüsse von außen auf den Zustand der nordischen Meere einwirken, welche wir bis auf weiteres als unperiodische Störungen ansprechen müssen. Auch in der Atmosphäre gibt es einen Kreisprozeß der Wärme mit Arbeitsleistung, die sich in Windbewegung äußert. In welchem Verhältnis stehen die beiden Kreisprozesse zueinander und welche Rolle spielen die Winde in den Bewegungen des Meerwassers?

Die Wirkung des Windes auf das Wasser ist unmittelbar und augenscheinlich. Der leiseste Hauch genügt, um die Meeresoberfläche zu kräuseln, und die Wellen bieten dem Winde neue Angriffspunkte dar, wodurch das Oberflächenwasser mitgeschleppt wird. Hört der Wind auf, so setzt das Wasser zufolge seiner Trägheit seine Bewegung fort bis der nächste Windhauch ihm einen neuen Bewegungsimpuls gibt. Man bekommt den Eindruck, daß der Wind kumulativ einwirkt und daß das Wasser vom Winde fortwährend beschleunigt wird, ebenso wie ein fallender Körper von der Schwere.

Studiert man aber das Phänomen genauer in der Natur oder in einem großen Trog mit planparallelen Glaswänden, wie J. W. Sandström es auf der Station Bornö im Gullmarfjord getan, so findet man, daß sowohl unter dem bewegten Oberflächenwasser wie außerhalb der Grenzen

desselben, kompensierende Kräfte in der Oberfläche entstehen, welche durch Kräfte hervorgerufen werden, die dem Winde entgegenwirken und den ursprünglichen Zustand wieder herzustellen streben, sobald der Wind aufhört. Die Wirkung des Windes auf das Meerwasser ist also keine Kumulation, sondern es verhält sich im Gegenteil so, daß das Wasser unserer Meere ein stabiles System bildet, welches seinen eigenen stationären Bewegungszustand hat, worin die Winde Strömungen hervorbringen, die jedoch durch die Reaktionskräfte rückgängig werden, welche die Störung selbst hervorruft.

Die bergfeste Überzeugung der Hydrographen der Jetztzeit, daß die Meeresströme eigentlich Windströme sind, hat einen leicht faßbaren Grund. Es ist einleuchtend, daß die beiden Kreisprozesse der Wärme im Meer und in der Atmosphäre intim zusammenwirkend ineinander eingreifen und sich teilweise decken, was man schon aus dem Umstand schließen kann, daß ein großer Teil des Eises der Polarströme Gletschereis ist, welches durch Kondensation des Wasserdampfes der Atmosphäre entstanden ist. Ferner findet man beim Vergleich der Stromkarten mit den Windkarten, daß die großen Meeresströmungen in der Regel parallel der Windrichtung laufen. Der Schluß liegt nahe an der Hand, die Meeresströme als den Effekt der Strömungen in der Atmosphäre aufzufassen, welche also die Energiequelle sowohl für die Wasser- wie für die Windbewegungen enthalten sollte. Es läßt sich nicht leugnen, daß ein stark wehender Wind eine gleichgerichtete dauernde Bewegung des Oberflächenwassers hervorruft, und die großen Meeresströmungen in den Regionen der Passatwinde sind ohne Zweifel als Windströme anzusprechen. [1])

Daraus folgt aber nicht, daß der Wind seine Bewegungsenergie auch auf die tieferen Wasserlagen überträgt, oder daß ein Meeresstrom in einem Gebiet, wo die Windrichtung sehr veränderlich ist, wie z. B. auf dem nordatlantischen Gebiet, notwendig ein Triftstrom sein muß. W. Ekman hat erwiesen, daß der Wind keinen mit sich gleichgerichteten Meeresstrom in der Tiefe erzeugen kann. Denn wenn auch die oberste Wasserschicht von dem Wind dirigiert wird, so wird die nächstliegende Schicht, welche ihre Bewegung von der oberen erhält, durch den Einfluß der Erdrotation abgelenkt, so daß in einer gewissen Tiefe, anstatt einer dem Wind gleichgerichteten Bewegung, eine kreisende, d. h. ein Wasserwirbel entsteht. Sobald das Wasser nicht mehr unter dem Einfluß des Windes steht, sondern nur durch seine Trägheit sich weiter

[1]) Professor O. Krümmel hat in seinem Handbuch der Ozeanographie ein Experiment beschrieben, worin das Ebenbild des Stromsystems des Atlantik zwischen den Wendekreisen durch Windwirkung dargestellt wird.



Abbildung 32.



Abbildung 33.

bewegt, wird es rasch aus seiner ursprünglichen Richtung von der Erdrotation abgelenkt.

Stößt ein Oberflächenstrom auf eine Küste, so entstehen reflektierte Bewegungen, welche zu Unterströmungen in gewissen Tiefen Anlaß geben können.

Dringt ein Meeresstrom gegen eine Küste, welche von leichterem Wasser umsäumt ist, so entstehen eigentümliche Bewegungen in den beiden Wasserschichten, welche von Sandström studiert worden sind. Sandström beobachtete von unserer Station Bornö im Gullmarfjord, daß die Insel, worauf die Station angelegt ist, bei auflandigem Wind von einem Schaumrand umgeben war, welcher sich in einem gewissen Abstand von der Küste hielt, so lange der Wind dauerte. In den Abbildungen 32 und 33 sieht man den Schaumrand vor Bornö wie derselbe von der Station aus erscheint.

In dem einen Bild erscheint auch ein anderer Schaumrand, nämlich die Wake eines vorbeipassierenden Dampfers. Abbildung 33.

Der Schaumrand entsteht in der folgenden Weise. Bei Windstille ist der Fjord bedeckt mit einer dünnen Schicht von leichterem Wasser. Weht der Wind gegen die Insel, so wird dieses Wasser gegen ihre steile Küste getrieben und bildet dort eine keilförmige Schicht, welche das schwerere Wasser überlagert. An der äußeren Grenze dieses Randwassers bildet sich der Schaumrand, gekennzeichnet durch eine eigentümliche Kabbelung des Wassers und durch die Schaumbläschen, welche vom Winde dorthin getrieben werden. Man findet immer in diesen Schaumrändern Anhäufungen von Plankton, Fischeiern, Algen, Quallen, Treibholzstücke usw. Der Schaumrand selbst bewegt sich cyklonisch kreisend, behält aber seinen Platz relativ zu der Küste, so lange der Wind mit konstanter Stärke weht. Wächst der Wind, so rückt der Schaumrand näher an die Küste heran, weil das Randwasser horizontal zusammengepreßt wird. Wenn der Wind abnimmt, geht der Schaumrand zurück und verschwindet. Das leichte Wasser breitet sich dann wiederum an der Oberfläche aus. Ähnliche Schaumränder trifft man bei auflandigem Wind im offenen Meer meilenweit von der schwedischen Küste.

Durch direkte Experimente mit Schwimmkörpern gelang es Sandström nachzuweisen, daß die Zirkulation auf beiden Seiten eines solchen Schaumrandes in der folgenden Weise vor sich geht.

Von beiden Seiten zieht sich das Oberflächenwasser zusammen gegen das Randgebiet, wo es hinuntersinkt. In dem Schaumrande findet eine Kontraktion der Oberfläche statt, diese Kontraktion wird durch eine Ausdehnung der Wasseroberfläche in der Nähe des Ufers, wo Wasser aus der Tiefe emporsteigt, kompensiert. Denkt man sich eine geschlossene

Kurve in der freien Oberfläche des Fjords, welche von dem Schaumrand durchsetzt wird, so wird die von dieser Kurve umschlossene Fläche infolge der Wasserkontraktion im Schaumrande abnehmen, und die Kurve bekommt nach der Bjerknesschen Zirkulationstheorie zyklonische Zirkulation. Liegt die Kurve dagegen um eine Insel herum, so wächst die von der Kurve umschlossene Fläche und die Kurve bekommt antizyklonische Zirkulation infolge des Einflusses der Erdrotation. Das Resultat ist, daß zwischen dem Schaumrand und der Küste eine antizyklonische Zirkulation des Küstenwassers entsteht. Das Wasser wird in spiralförmigen Bahnen von der Küste gegen den Rand und von dort wieder als Unterströmung gegen die Küste geführt. (Abbildung 34.)

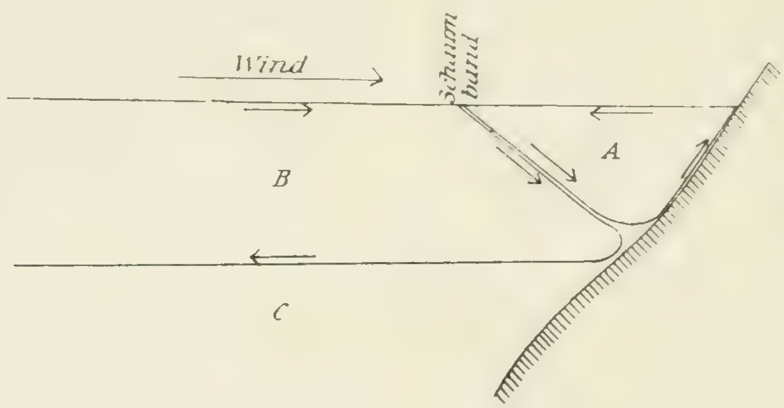


Abbildung 34. Schaumranddiagramm.

Betrachtet man eine Oberflächenkarte des nördlichen Atlantischen Ozeans, so findet man, daß sämtliche Kontinente und ozeanische Inseln von antizyklonalen Küstenströmungen umgeben sind, während das Wasser des freien Meeres in der Oberfläche eine zyklonische Zirkulationstendenz zeigt. Das ist nach Sandström[1]) eine Wirkung des Andranges von atlantischem Wasser gegen die Küsten, wo das Randwasser davon in Bewegung gesetzt wird und unter dem Einfluß der Erdrotation Küstenströme von antizyklonaler Richtung, wie z. B. den Baltischen Strom, den Isländischen Küstenstrom, usw. bildet.

Eine andere Folgerung, welche ich aus diesem Verhältnis ziehen möchte, ist diese. Es ist eine allgemeine, aber noch nicht genügend aufgeklärte Erfahrung, daß das Planktonleben des Meeres eben dort besonders reich sich entwickelt, wo Wasserlagen verschiedenen Ursprungs (z. B. atlantisches und arktisches Wasser) sich begegnen. In solchen Gegenden hat man auch die reichsten Fischereien, wie z. B. bei Neu-

[1]) Diese Ansicht grundet Sandström auf einen Satz der Bjerknesschen hydrodynamischen Theorie: »Zirkulation relativ zu der Erde etc.

fundland, bei den Shetlands, bei Island und den Lofoten usw. Die deutsche Planktonexpedition fand (im Sommer) die größte Anhäufung von vegetabilischem Plankton im Süden und Südosten von Grönland, also längs der Grenze zwischen dem arktischen und dem atlantischen Strome. Als G. Flinck im November 1897 auf der Rückfahrt von Grönland auf meinen Antrag Plankton in derselben Gegend einsammelte, welche sich im Sommer so überaus reich daran erwiesen hatte, stellte es sich heraus, daß das Wasser ganz steril war. Cleve und ich schlossen daraus, daß das Planktonleben im Oberflächenwasser mit den hydrographischen Verhältnissen wechselt, ein Schluß, der sich bei unserer folgenden, im Verein mit G. Ekman angestellten Untersuchung über die Variationen in dem Zustand des Oberflächenwassers des Atlantischen Ozeans im Jahre 1898 vollkommen bestätigte. Es gibt bekanntlich verschiedene Ansichten über die Ursachen der Planktonvariationen. Nach der Ansicht von Professor Brandt und der Kieler Schule von Planktonforschern wird die verschiedene Produktion des Meeres von ozeanischen Lebewesen auf Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung der im Wasser vorhandenen pflanzlichen Nährstoffe und die verschiedene Tätigkeit gewisser nitrierender und denitrierender Bakterien in den tropischen und arktischen Meeren zurückgeführt. Die jährliche Variation des Planktons wird von Gran als ein Aufblühen im Meeresboden vorhandener Sporen von Diatomeen u. a. betrachtet, das zu gewissen Jahreszeiten an der Oberfläche eintritt, während Cleve als Vertreter der Ansicht von der Konvektion der verschiedenen Planktongattungen durch die ozeanischen Strömungen bekannt war. Es kommt mir nicht unwahrscheinlich vor, daß eine nähere Untersuchung des Einflusses der Schaumränder auf die Ansammlung von Plankton einen Konvergenzpunkt für die verschiedenen Auffassungen ergeben und damit zugleich die hydrographischen und biologischen Phänomene näher miteinander verbinden wird. Betrachten wir nämlich die Stromgrenze zwischen dem arktischen und dem atlantischen Wasser oder zwischen dem atlantischen und dem kontinentalen Küstenwasser als Schaumränder im Ozean, wo eine Kontraktion der Oberfläche stattfindet, indem das Wasser von beiden Seiten dort untertaucht mit Zurücklassung der darin schwebenden Organismen, so erscheint es natürlich, daß das Plankton sich zu verschiedenen Jahreszeiten in gewissen Regionen des Ozeans anhäuft und wieder verschwindet.

In der Biologie der Fische spielt die Grenzregion zwischen dem atlantischen Wasser und dem kontinentalen Küstenwasser die wichtigste Rolle. Die Internationale Meeresforschung hat hier eine Fülle von neuen und wichtigen Entdeckungen gebracht, welche wir hauptsächlich den norwegischen Forschern Hjort und Gran und den dänischen Biologen Petersen

und Schmidt verdanken. Einige ihrer Beobachtungen weisen nach meiner Ansicht auf das Schaumrandphänomen, als ihre wahrscheinlichste Ursache.

In den Januar bis April fällt die jährliche Periode der Dorschfischerei der Lofoten. Nach J. Hjorts Beschreibung findet man Anhäufungen von Dorscheiern an der Oberfläche an dem Rand der äußeren Lofotenbänke, und die Eier verbleiben trotz Wind und Wellen längere Zeit an dem nämlichen Platz im Meer. Das scheint mir aber nur erklärlich, wenn die Stelle der Platz eines Schaumrandes ist. In der Tat erscheint es höchst wahrscheinlich, daß zu der genannten Jahreszeit die Grenze zwischen dem atlantischen Wasser des Nordmeeres und dem Randwasser der Norwegischen Küstenregion nahe an die Norwegische Küstenbank rückt, welche hier sehr schmal ist. Später im Frühling und im Sommer verbreitert sich die Region des Randwassers höchst bedeutend, so daß die Grenze zwischen dem Küstenwasser und dem atlantischen Wasser, welche sowohl hydrographisch als biologisch scharf charakterisiert ist, weit hinaus ins Meer rückt.

Ich habe schon früher gesagt, daß keine Nutzfische in dem arktischen Wasser leben. Auch das atlantische Wasser ebenso wie das Wasser des japanischen Warmwasserstromes, des Kuro Siwo, scheint arm zu sein an Nutzfischen, welche vielmehr ihre Heimat in dem kontinentalen Randwasser haben. Dagegen ist das arktische Wasser zeitweise äußerst reich an vegetabilischen und das atlantische an tierischem Plankton. Die norwegischen und dänischen Untersuchungen über den Lebenslauf der Copepode Calanus finmarchicus zeigen in der schlagendsten Weise, wie eng die biologischen Phänomene mit den hydrographischen verknüpft sind. Diese kleinen Krebstiere, welche den hauptsächlichsten Teil der Nahrung der Nutzfische im Nordmeer ausmachen, laichen im atlantischen Wasser im Frühjahr südlich und südöstlich von Island oder in der Gegend der Färöer im Nordmeer. Die Brut wird von dem Irmingerstrom um Island herum in das Nordmeer geführt, wo die erwachsenen Tiere als Nahrung für die Scharen von Dorschen und Heringen dienen, welche im Sommer sich an der Nordküste von Island aufhalten.

Die Calaniden des südöstlichen Nordmeeres folgen im Sommer während ihrer Entwicklung dem Atlantischen Strom nordwärts und westwärts, wo sie in der Grenzregion der Gewässer des Polarstromes und des Atlantischen Stromes die reichlichste Nahrung in dem dort angehäuften vegetabilischen Plankton finden. Die erwachsenen Tiere folgen mit dem Polarstrom südwärts nach dem Atlantischen Ozean oder erreichen mit dem ostisländischen Polarstrom wieder ihre Brutstätte, nämlich das atlantische Wasser um die Färöer- und Shetland-Inseln, wohin die Fülle von Fischnahrung, welche insbesondere aus Calanus finmarchicus besteht, jährlich

große Scharen von Fischen lockt. Diese Studien über den Lebenszyklus der Fischnahrung im Meer, welche wir hauptsächlich dem belgischen Biologen Damas und dem dänischen Forscher Paulsen verdanken, gehören zu den schönsten Errungenschaften der Internationalen Meeresforschung. Im Lichte dieser Forschung erscheinen die Grenzregionen des atlantischen Wassers mit dem arktischen einerseits und mit dem kontinentalen Küstenwasser anderseits als Weideplätze für das ozeanische Tierleben, wovon die erstere die wichtigste ist für die Planktontiere (d. h. die Fischnahrung), die letztere für die Fische und besonders für die Jungfische in ihrem ersten Lebensjahre. Den dritten großen Weideplatz bilden die Küstenbänke, wozu auch das Barents-Meer und die Nordsee zu rechnen sind, wo die mehr stationären Fischarten, als z. B. die Plattfische, sich lebenslang aufhalten und wo die Wanderfische ihre Laichplätze und ihr Jagdrevier haben.

Unsere Nutzfische werden in der Nähe unserer Küstenbänke geboren. Dort laichen sämtliche Arten von Dorschfischen, Makrelen, Plattfische usw. Ihre Laichgebiete sind jetzt durch die Internationale Meeresforschung bekannt geworden. Von den Laichplätzen werden sie durch die Strömung auf das offene Meer hinausgeführt bis zum Schaumrand, wo ihnen reichliche Nahrung geboten wird durch die Anhäufung des Planktons. Von dort kehren sie als junge Fischbrut mit der unteren Strömung zu den Küstenbänken zurück in der Gesellschaft der Quallen, mit denen sie in einer Art von Symbiose zu leben scheinen. Das ist das hauptsächlichste Ergebnis ihres ersten Lebens- und Wanderjahres. Sie sind da vollkommen in der Gewalt der Meeresströmungen und sind unterworfen dem Einfluß von Störungen in diesen Meeresströmungen. Die Internationale Forschung hat konstatiert, daß solche Störungen in der ozeanischen Zirkulation keineswegs selten sind. Ein solches Jahr war 1903, wo das Polareis ganz nahe an die Küste der Kolahalbinsel und von Finmarken rückte. Die internationalen Observationen dieses Winters geben Aufschluß über den Kampf zwischen dem Atlantischen Strom und den arktischen Eismassen, welcher in den hohen Breiten des Nordmeeres stattfand und über seinen Einfluß auf die Tierwelt des Meeres.

In dem genannten Jahr schlug die große Dorschfischerei der Lofoten fehl. Die Dorsche fanden sich 4 bis 6 Wochen später am Laichplatz ein als gewöhnlich und waren so reduziert in Anzahl und in ihrer Entwicklung, daß die Leber, woraus der Thran bereitet wird, nicht im Wasser schwimmen konnte sondern untersank. Arktische Tiere wie Seehunde und Weißwale zogen südwärts längs der norwegischen Küste. Die Heringsfischerei schlug auch größtenteils fehl und die Laichperiode der Schellfische auf dem nördlichen Nordseegebiet wurde gestört, so daß verhältnismäßig wenig Jungfische in diesem Jahr zur Entwicklung kamen. Die

Biologen sind jetzt, dank den Entdeckungen von Heincke und Reibitsch, imstande, das Alter der meisten Nutzfische an der Struktur ihrer Knochen, Gehörorgane und Schuppen abzulesen. Mit Hülfe dieser Methode hat man konstatiert, daß Schellfische vom Jahre 1903 relativ selten in den Trawlfängen auf der nördlichen Nordsee vorkommen. Dagegen hat die große Störung in diesem Jahr nicht auf den Schellfischbestand der südlichen Nordsee, diesseits der Doggerbank, eingewirkt. Das folgende Jahr 1904 war für die nördliche Nordsee wie auch für das Skagerak ein überaus fruchtbares Brutjahr für die Schellfische und in den Fängen der schwedischen Trawler im Skagerak spielt der Jahrgang von Schellfischen von 1904, welche jetzt laichraif zu werden anfangen, eine große Rolle.

So hat die Internationale Meeresforschung konstatiert, daß es in der Produktion des Meeres gute und schlechte Jahre gibt, gerade wie es auf dem festen Lande gute und schlechte Jahre gibt für den Acker- und Weinbau. Damit ist ein Schritt getan zu dem Ziel, welches die Internationale Meeresforschung sich gestellt hat: die rationelle Bewirtschaftung des Meeres auf wissenschaftlicher Grundlage vorzubereiten.

E. S. Mittler & Sohn, Berlin SW., Kochstr. 68—71.